

revista española de
geología y minería

abril - mayo 1981
año VII e número 41



tecniterrae



Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S. A.

**EXPLORACION,
INVESTIGACION E
INGENIERIA DE
DESARROLLO DE
RECURSOS DEL
SUBSUELO**

- Geológicos.
- Minerales.
- Hidrogeológicos.
- Geotérmicos.
- Geotécnicos.

**PROTECCION
DEL MEDIO**

- Tratamiento de residuos sólidos urbanos e industriales.
- Ordenación geológica de la infraestructura para el desarrollo regional.

**FINANCIACION
DE INVERSIONES**

- Planificación. Investigación. (interior y exterior).
- Revalorización de los recursos naturales.

**SERVICIOS
ESPECIALIZADOS EN:**

- Geología.
- Geofísica.
- Geoquímica.
- Geotécnia y Geomecánica.
- Mineralogía y Metaloquímica.
- Mineralurgia.
- Hidrogeología.
- Geomatemática.
- Planta piloto de residuos sólidos urbanos.
- Planta piloto de concentración de minerales.
- Documentación.
- Economía mineral.
- Sondeos.

DOMICILIO SOCIAL: Serrano, 116 - Telf. 262 41 10 - MADRID-6

CENTRO DE INVESTIGACION "JUAN GAVALA": Ctra. de Andalucía, Km. 12 - Telf. 797 34 00

Télex 42083 - geo-e - GETAFE (MADRID).



PORTADA

Sonda ZAHORI 1206
de Compair Ibérica.

TESIS

MARIA TERESA GOMEZ PUGNAIRE, autora de esta tesis, es Dr. en Ciencias Geológicas por la Universidad de Granada, donde obtuvo el título con la calificación de Sobresaliente "cum laude".

Natural de Jódar (Jaén), donde nació el 25 de diciembre de 1948, posee una experiencia docente que data desde el año 1972 en que fue nombrada Profesor Ayudante de Clases Prácticas de la disciplina de Petrología. Hasta 1978 estuvo adscrita al Departamento de Geotectónica y Geomorfología dirigido por el Prof. Dr. J.M. Fontboté pasando a partir de entonces al Departamento de Petrología dirigido por la Dra. E. Puga.

Desde 1976 su labor de investigación ha sido realizada, en buena parte, en los Institutos de Mineralogía y Petrología de Padua y Milán, bajo la dirección de los Profs. F.P. Sassi y A. Mottana. Dicha investigación forma parte del Acuerdo Bilateral entre el C.N.R. (Italia) y C.S.I.C. (España) por lo que hubo de permanecer repetidamente en dichos Institutos durante 13 meses, publicándose los resultados en revistas españolas e internacionales.

Ha sido nombrada, por el Comité Internacional del I.G.C.P. Proyecto nº 5, "metamorphic team" para la transversal española, bajo la dirección del "leader" nacional para este proyecto, Prof. Dr. M. Julivert.

Ha presentado trabajos varios en Congresos anuales de Austria, Yugoslavia y España.

DIRECTOR

j. armengot

CONSEJO DE REDACCION

a. arribas
i. diaz de berricano
m. echevarría
t. febré
f. fernández pompa
j.m. fuster
e. hidalgo
j.m. montes
f. pendás
j.l. peña pinto
a. pérez rojas
f. pla
a. quesada

DOCUMENTACION GEOLOGICA

j. saavedra

ECONOMIA MINERA

a. otero

COORDINACION Y CONFECCION

f. crespó

DIRECCION TECNICA DE IMPRESION

g. gómez

COMPOSICION

m.j. chillón

r. sanfrutos

MONTAJE

a. muñoz

IMPRESION OFFSET

j. capitán

SECRETARIA DE DIRECCION

r. ruiz campayo

COLABORADORES

c. álvarez

v. araña

jq. armengot

c. cánepa

r. capdevila

m. colchen

p. fenoll

j.l. feria villegas

r. fernández rubio

a. ferragne

j.m. fontboté

v. garcía dueñas

a. garcía sánchez

a. garcía yagüe

g. gómez laá

e. jiménez fuentes

m. julivert

j. lópez ruiz

e. llorente

fj. martínez fernández

e. martínez garcía

m. muñoz

a. paladines

e. puga

j.l. rebollo

a. río

c. sáenz ridruejo

v. sánchez fresneda

m.a. de san josé

o.j. simón

l. solé

j.m. ugidos

f. vázquez

j.a. vera

EDITA ibérica de especialidades geotécnicas, s.a. (ibergesa)

juan ramón jiménez, 22-4^o. madrid 16. tfno. 458 75 58

OFICINAS Y REDACCION juan ramón jiménez, 22-1^o dcha. madrid 16. tfno. 259 15 14

TALLERES carretera de burgos km 12,200. madrid 34. tfno. 734 55 09

DEPOSITO LEGAL M - 29062 - 1974

Ibérica de Especialidades Geotécnicas, S.A.



ESTUDIOS DE:

Geología
Hidrogeología
Geofísica
Geotecnia
Minería
Análisis de materiales

PRECIOS DE SUSCRIPCION

un año (6 números de tecniterrae más 12 números de tecniterrae noticias)

ESPAÑA E IBEROAMERICA 1.500 (18\$)

DEMÁS PAISES 2.400 (30\$)

SONDEOS ●
INYECCIONES ●
ANCLAJES ●
PANTALLA SITE ●
GUNITA ●
RECALCES Y MICROPILOTES ●
REGENERACION DE ESTRUCTURAS ●
IMPERMEABILIZACIONES ●
INFORMES Y PROYECTOS ●
TRABAJOS ESPECIALES ●

Geotécnicos
Geológicos
Mineros
Reconocimiento de estructuras

Cemento
Morteros
Geles
Resinas

Barra
Cordón
Alambre

Cubiertas
Depósitos de agua
Sótanos

Cimentaciones
Daños



SONDEOS, INYECCIONES Y
TRABAJOS ESPECIALES, S. A.

CALLE FEBRERO S/N. MADRID-22 TELEF. 747 34 44

DELEGACIONES: BARCELONA-21: Aribau, 195 - 4º D. Telefono 200 17 41
GIJON: San Bernardo, 73-1º dcha. Telefono 35 77 45

EVOLUCION DEL METAMORFISMO ALPINO EN EL COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE DE LA SIERRA DE BAZA (CORDILLERAS BETICAS, ESPAÑA)

por María Teresa GOMEZ PUGNAIRE

INTRODUCCION

ANTECEDENTES SOBRE EL AREA ESTUDIADA

La Sierra de Baza forma parte del Complejo Nevado-Filábride (fig. 1) que ha sido, y es, estudiado en algunas áreas de Sierra Nevada y de la Sierra de los Filabres por dos grupos de investigadores. El primero de ellos es dirigido por el Prof. J.M. Fontboté, de la Universidad de Barcelona y el segundo, formado por un grupo de geólogos holandeses de diversas universidades, trabajan bajo la dirección de los Profs. M.P. De Roever y C.G. Egeler.

Como indica el encabezamiento de este apartado, los antecedentes que se mencionan son exclusivamente aquellos que tratan de la geología del área estudiada. Una revisión de los trabajos sobre el Complejo Nevado-Filábride muy exhaustiva puede verse en NIJHUIS (1964) y PUGA (1971). Los estudios petrológicos más recientes, sobre todo en el área de Sierra Nevada, se incluyen y comentan a lo largo del texto. No obstante, y sucintamente, se indican algunos resultados al final de este mismo apartado.

El trabajo más antiguo realizado sobre el área estudiada es el de JANSEN (1936). Este autor denomina al Complejo Nevado-Filábride con el nombre de Mantos Pennínicos y lo subdivide en dos conjuntos: "Mengzone" y "Kristallijn der Sierra Nevada", de modo semejante a como fue subdividido por De BROUWER (1926). Al primero le atribuye edad permotriásica (Lías inferior?) y al segundo carbonífero o más antiguo.

Esta subdivisión incluye en el Cristalino de Sierra Nevada rocas que, en opinión de la autora, pertenecen a la cobertera permotriásica. Por otra parte, el Cristalino de Sierra Nevada no es, como se verá, tectónicamente homogéneo, ya que es posible diferenciar en él dos unidades tectónicas.

En 1958, Fallot, Fontboté, Faure-Muret y Solé-Sabarís confeccionaron un mapa geológico de un

área que cubre totalmente la estudiada en este trabajo. El contenido de dicho estudio queda reflejado en FALLOT et al. (1961). Esencialmente se diferencian dos conjuntos: "Serie de Sierra Nevada" (comparable al Cristalino de Sierra Nevada) de edad paleozoica o más antigua, y sobre ella se encuentra la "Serie de la Mischungszone" (comparable a la "Mengzone") fundamentalmente diferente a la anterior por la falta de grafito, y la presencia de paquetes importantes de mármoles (aunque escasos niveles de rocas carbonatadas son también mencionadas en el conjunto anterior). Asimismo, indican que la existencia de feldespatización es un carácter típico de esta serie, sugiriendo la posible relación con un proceso metasomático.

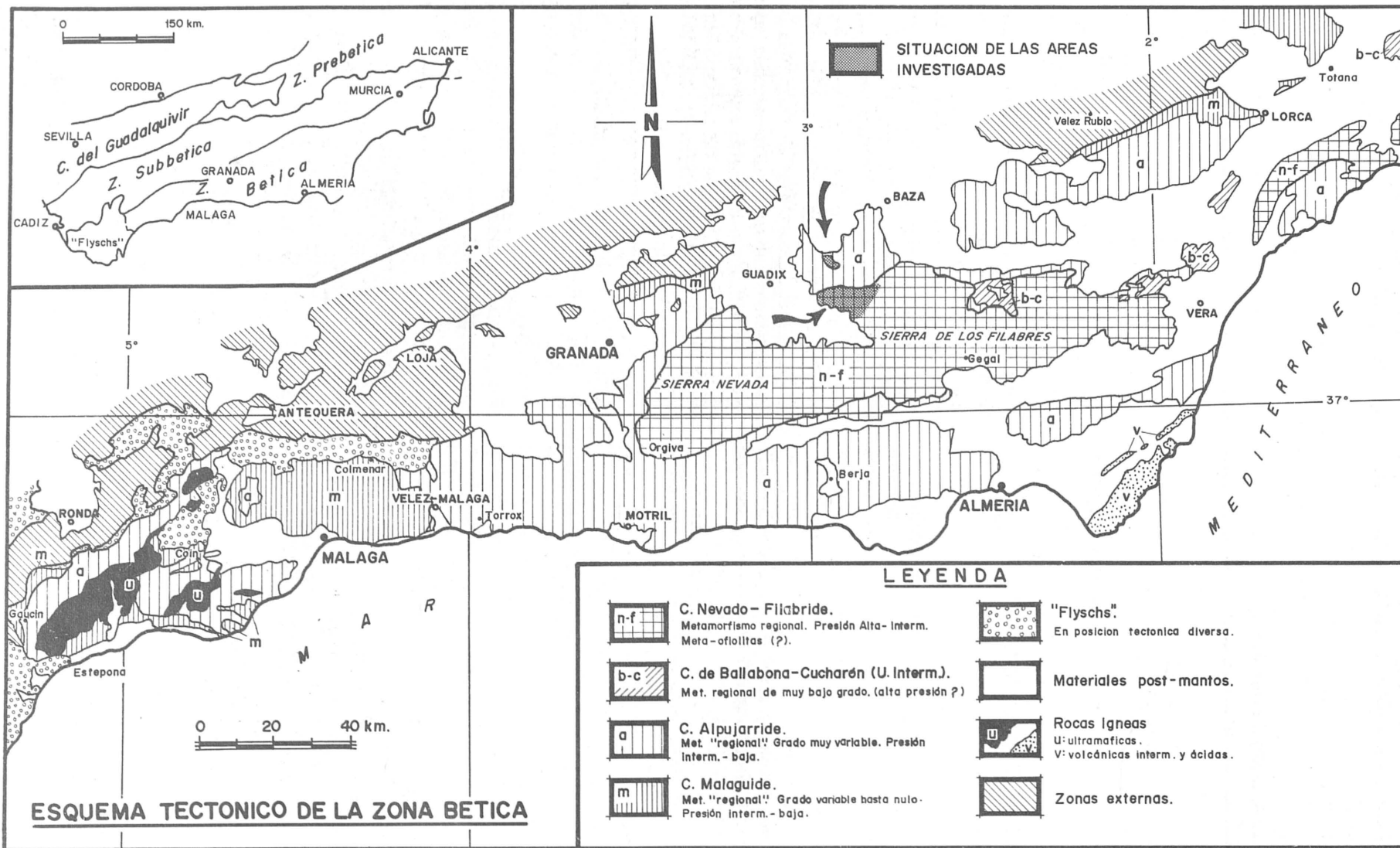
Por lo que se refiere a la relación entre ambos conjuntos, la opinión de tres de los autores es que se trata de una discordancia relacionada con una transgresión. Fallot opinaba que la superposición era mecánica.

En cuanto a la edad de la "Mischungszone" tampoco existe acuerdo entre los autores referidos. Fallot la considera triásica, Solé-Sabarís integramente paleozoica y Fontboté Paleozoico superior-Trías.

El descubrimiento en la Sierra de los Filabres de un metaconglomerado, en la base de la secuencia asimilada a la cobertera permotriásica (ver EGELER, 1963), parece decidir la cuestión de la relación Cristalino de Sierra Nevada-Mischungszone como de naturaleza estratigráfica, atribuyendo una edad hercínica a la discordancia original testimoniada por el metaconglomerado. Esta opinión es compartida por el equipo holandés que ha trabajado en la Sierra de los Filabres (entre otros NIJHUIS, 1964; LANGENBERG, 1972 y KAMPSCHUUR, 1972).

Depósitos de este mismo tipo y con significado geológico semejante han sido encontrados en el área estudiada. Sin embargo, aunque parte del zócalo se encuentra en la relación estratigráfica mencionada con las rocas de la cobertera, todo el conjunto está tectónicamente superpuesto sobre una unidad, la más inferior de las dos diferenciadas en

Figura 1



el área estudiada, constituida exclusivamente por rocas asimilables a un zócalo. Dicha unidad se ha denominado de Cerro Bermúdez. La misma subdivisión fue hecha por PUGA (1971) y PUGA et al. (1974) en Sierra Nevada, la cual ha sido confirmada en el área estudiada. Así, la Unidad de Cerro Bermúdez es comparable a la Unidad de Sierra Nevada de PUGA (op. cit.) o al Manto del Veleta de PUGA et al. (1974).

Por lo que se refiere a la "Mischungszone" ha sido dividida en varias unidades tectónicas, con nombres locales, tanto en Sierra Nevada como en la Sierra de los Filabres. En la primera, PUGA (op. cit.) diferencia dos unidades tectónicas: la Unidad de la Caldera y la Unidad de las Sabinas. La primera de ellas comporta un zócalo y una cobertera. Ambas unidades corresponden a parte de lo que en el área estudiada se ha denominado Unidad de Charches. La primera de ellas es comparable a las Formaciones del Raposo (zócalo) y de la Rambla del Agua (cobertera permo-werfenense). La Unidad de las Sabinas es comparable a la Formación de las Piletas (Triás medio-superior). La formación intermedia reconocida en el área estudiada (del Cerro de los Lobos) puede ser comparable a la formación de tufitas y sedimentos intraorogénicos definida por PUGA y DIAZ DE FEDERICO (1976a). Con respecto a la interpretación de esta última formación existen diferencias entre los resultados obtenidos en este trabajo y los de los autores mencionados.

Estos opinan que se trata de las rocas más jóvenes del Complejo Nevado-Filábride, depositadas entre la primera y la segunda fase de metamorfismo. En este trabajo se consideran un depósito probablemente intratriásico.

En la Sierra de los Filabres varias unidades tectónicas han sido diferenciadas en la cobertera permo-triásica, con significado puramente local. Probablemente la subdivisión de NIJHUIS (op. cit.) sea la más extendida. La diferencia esencial entre los resultados obtenidos en ambas áreas geográficas (Sierra Nevada y Sierra de los Filabres) estriba en la distinción o no de los dos zócalos mencionados anteriormente. Por otra parte, la formación de tufitas y sedimentos orogénicos de Puga y Díaz de Federico (op. cit.) no es reconocida como tal en la Sierra de los Filabres.

Estas diferencias de interpretación, así como otras de índole petrológica que se discutirán más adelante, han llevado a PUGA et al. (1974) a una nueva definición del término Nevado-Filábride, propuesto por EGELER (1963), que está más de acuerdo con las observaciones realizadas en Sierra Nevada. Por ello, estos autores proponen el nombre de Complejo de Sierra Nevada. En este trabajo, aunque la autora está esencialmente de acuerdo con la nueva definición, se sigue utilizando el término Nevado-Filábride por estar mucho más difundido en la literatura.

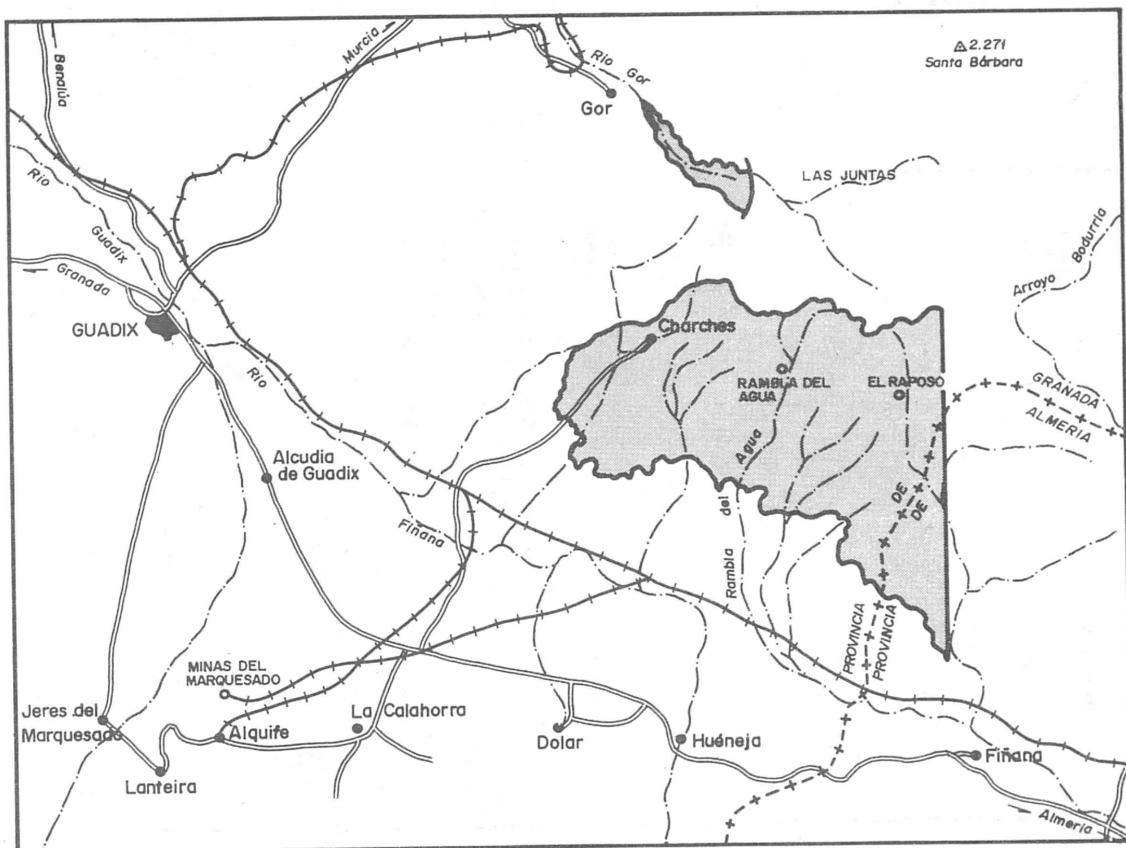


Figura 2

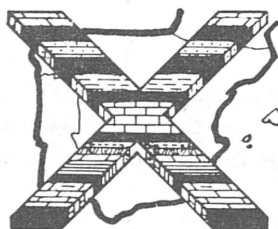
ENCUADRE GEOLOGICO

La Sierra de Baza es la estribación NW de la Sierra de los Filabres (fig. 2). En las cercanías del área estudiada en este trabajo está constituida por materiales del Complejo Alpujárride, correspondientes en su totalidad a la cobertera permotriásica (Delgado-Salazar, 1978). Su parte meridional, la Sierra de Charches, está formada fundamentalmente por materiales del Complejo Nevado-Filábride. Estos mismos materiales afloran en pequeñas ventanas tectó-

nicas, como la de Gor, que ha sido también estudiada en este trabajo. El límite SW del área y de la Sierra de Baza está constituido por los materiales postorogénicos de la Depresión de Guadix (fig. 1).

En ambas zonas, Gor y la Sierra de Charches, afloran el zócalo y la cobertera del Complejo Nevado-Filábride. Han sido identificados materiales muy semejantes a los descritos en Sierra Nevada y en otras áreas de la Sierra de los Filabres. La distribución en vertical y el tipo de materiales son, por lo demás, fácilmente comparables.

X CONGRESO INTERNACIONAL DE ESTRATIGRAFIA Y GEOLOGIA DEL CARBONIFERO



ICC

**Madrid 1983
ESPAÑA**

patrocinado por la Comisión Nacional de Geología y el Instituto Geológico y Minero de España, con la colaboración de las Universidades de Madrid (Complutense) y Oviedo y la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, S.A., contándose también con la cooperación de los Servicios Geológicos de Portugal y de la Universidad de Oporto.

dirección:
**COMITÉ ORGANIZADOR DEL X CONGRESO INTERNACIONAL DE
ESTRATIGRAFIA Y GEOLOGIA DEL CARBONIFERO**
Instituto Geológico y Minero de España
Ríos Rosas, 23 - Madrid-3 (ESPAÑA)

TENTH INTERNATIONAL CONGRESS OF CARBONIFEROUS STRATIGRAPHY AND GEOLOGY (X-ICC) DECIMO CONGRESO INTERNACIONAL DE ESTRATIGRAFIA Y GEOLOGIA DEL CARBONIFERO (X-ICC)

Madrid, 12-17 September 1983 (Spain)
Madrid, 12-17 Septiembre 1983 (España)

FIRST CIRCULAR - PROVISIONAL REGISTRATION FORM PRIMERA CIRCULAR - HOJA DE INSCRIPCIÓN PROVISIONAL

Name (last) (first)
Apellidos Nombre

Sex/Sexo: man varón woman mujer

Address: Dirección: _____

Country: Nación: _____

Name of Organization
Nombre del Organismo al que pertenece

Position in Organization
Cargo que ocupa en dicho Organismo

Topic of Paper you intend to contribute:
Título provisional del trabajo que piensa aportar:

Please, indicate your choices for field trips:

Por favor, indique sus preferencias sobre las excursiones:

Pre-Congress trip:	First choice	Second choice
Excursion pre-Congreso:	Primera	Segunda
Post-Congress trip:	First choice	Second choice
Excursión post-Congreso:	Primera	Segunda

I suggest as a morning Symposium topic:

Sugiero como tema para los Simposios matinales:

I am interested in organizing a group discussion on the subject:
Estoy interesado en organizar un grupo de discusión sobre el tema:

Non-attending members that wish to obtain the publications of the X-ICC, please check here:
Si no piensa asistir, pero desea obtener las publicaciones del Congreso, señale aquí, por favor:

SUBDIVISION TECTONOESTRATIGRAFICA

En el área estudiada ha sido posible diferenciar, sobre la base de argumentos cronoestratigráficos, estructurales y petrológicos, dos unidades tectónicas y un cierto número de formaciones. Las unidades tectónicas distinguidas en el área de Charches son, de arriba a abajo, las siguientes:

1. UNIDAD DE CHARCHES
2. UNIDAD DE CERRO BERMUDEZ

La inferior está constituida por rocas que, en su totalidad, pueden ser atribuidas a un zócalo paleozoico (o más antiguo?). En la superior, sin embargo, es posible diferenciar dos conjuntos de rocas, cuya atribución al zócalo y cobertera (que como en el caso anterior se discute en el apartado siguiente) se resumen en la fig. 2.1.

		SIERRA DE CHARCHES	VENTANA DE GOR
COBERTERA	Unidad de Charches	Fm. de las Piletas	(?)
		Fm. Cerro de los Lobos	Fm. Cerro de los Lobos
		Fm. de la Rambla del agua	Fm. de la Rambla del Agua
		Fm. del Raposo	Fm. del Raposo
ZOCALO	U. Cerro Bermúdez	Fm. de Cerro Bermúdez	Fm. de Cerro Bermúdez (?)

Figura 2.1

En el área de Gor existe una única unidad tectónica que, a grandes rasgos, equivale a la de Charches en el tipo y distribución de materiales, aunque tanto el zócalo como la cobertera se presentan con mucha menos potencia.

En la Unidad de Charches se han distinguido a su vez cuatro formaciones de las cuales la formación superior está, al menos en parte, superpuesta tectónicamente a las otras dos. Si debe, o no, ser considerada como una unidad tectónica independiente se discute más adelante. Estas cuatro formaciones

son, de arriba a abajo, las siguientes:

1. Formación de las Piletas
2. Formación del Cerro de los Lobos
3. Formación de la Rambla del Agua
4. Formación del Raposo

En la ventana tectónica de Gor, la fuerte reducción de potencia que ha sufrido la cobertera impide una correlación con cada una de las formaciones diferenciadas en la Sierra de Charches. Sin embargo, parte de las dos formaciones inferiores son fácilmente reconocibles, mientras que no hay materiales que puedan ser inequívocamente correlacionables con los de las formaciones superiores de la Sierra de Charches.

En los apartados que siguen se describen brevemente las series estratigráficas de cada unidad y se indican los criterios, indirectos en todos los casos, que han servido para la estimación de la edad de cada una de ellas. Se indican, asimismo, las relaciones estructurales entre ellas y las características petrológicas que han servido para la subdivisión tectonoestratigráfica expuesta anteriormente.

DESCRIPCION DE LAS SERIES METAMORFICAS DE LA SIERRA DE CHARCHES

Unidad de Cerro Bermúdez

Es la unidad tectónica más profunda. Está constituida por un conjunto de rocas que afloran en la parte sudoriental del área estudiada y que continúan hacia el E fuera de los límites de la misma (fig. 2.2.).

Es una serie predominantemente metapelítica rica en material carbonoso, con escasos niveles pobres en grafito, que, en general, coinciden con algunos de los tramos cuarcíticos que se encuentran en la parte superior de la secuencia. El paquete de cuarcitas, en conjunto, puede alcanzar una potencia del orden de los 80 m. Sin embargo, no se encuentran lechos masivos de este espesor. Por lo general, alternan niveles de 30 cm hasta 4 m con otros más delgados (10 cm a 1 m) de metapelitas grafitosas. Al mismo tiempo que disminuyen las cuarcitas hacia la base, aumentan las intercalaciones pelíticas en potencia y número. El resto de la secuencia, hasta el muro visible del área estudiada, está constituido por metapelitas grafitosas con escasas variaciones de composición y con numerosas venas de cuarzo de exudación metamórfica, que rompen la monotonía de la serie. Las variedades de composición más frecuentes estriban en el contenido en cuarzo y en la falta o no de biotita —mineral muy común en estas rocas— o granate.

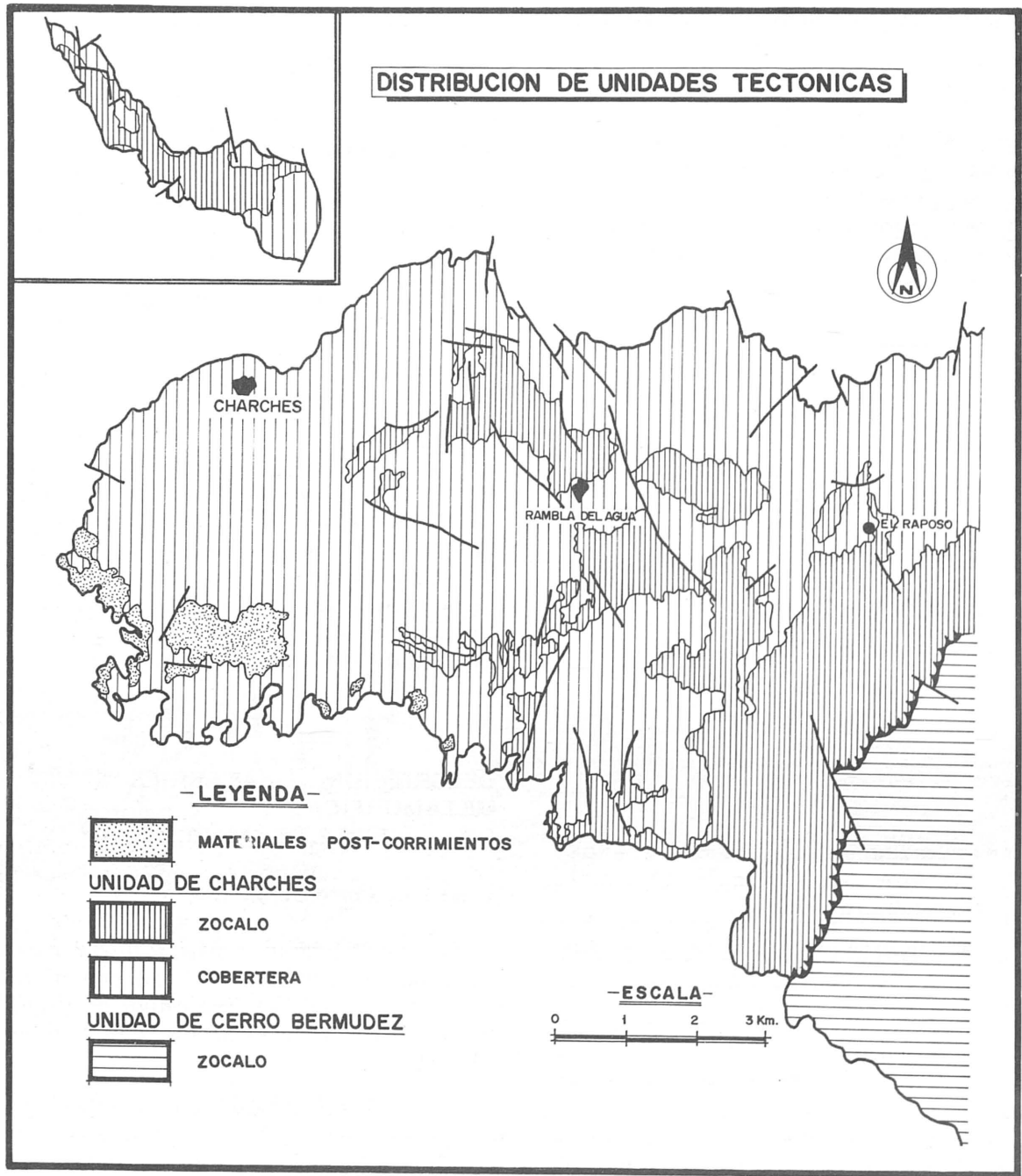


Figura 2.2

La secuencia litológica está representada en la fig. 2.3. La potencia total visible en el área estudiada, medida perpendicularmente a la superficie de esquistosidad más patente, es de 200 m.

Unidad de Charches

La distribución espacial de los materiales de esta unidad está representada en la fig. 2.2.

A) Formación del Raposo

Está formada por rocas pertenecientes a un zócalo

pre-Pérmico. Esta formación, como el resto de las distinguidas en el área, ha sido definida como tal en este trabajo. Está constituida por metapelitas ricas en grafito y cuarcitas en el techo de la serie (ver fig. 2.3.). La potencia total visible en el área estudiada es de 180-200 m. Su distribución espacial está representada en la fig. 2.4. Pequeños retazos aparecen entre la serie metapelítica basal de la cobertera, en los labios levantados de fallas normales.

El muro de la secuencia lo constituye una superficie de corrimiento, por medio de la cual la Unidad de Charches se superpone a la de Cerro Bermúdez. El techo de esta formación es, asimismo, el muro de la suprayacente, la de la Rambla del Agua. El

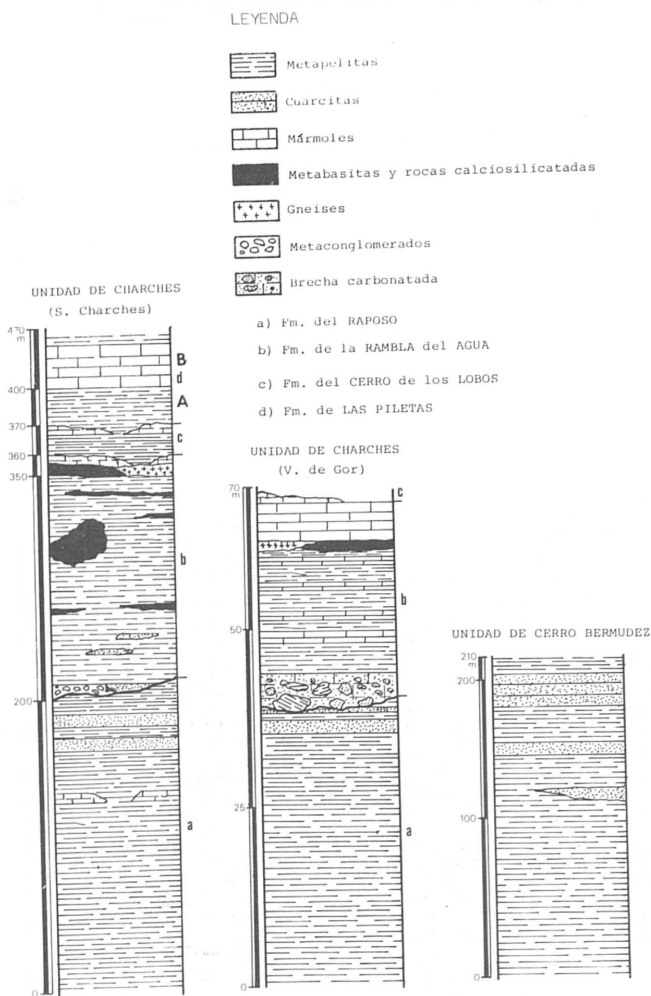


Figura 2.3

contacto entre ambas es normal, en el sentido de que la esquistosidad más patente es paralela en ambos conjuntos. Sin embargo, el contacto premetamórfico debía ser discordante (ver apartado siguiente). La formación toma el nombre del pueblo del Raposo, en los alrededores del cual se pueden observar todas las características mencionadas.

En el techo de la serie, las cuarcitas sustituyen casi totalmente a las rocas de composición arcillosa. Las alternancias micasquistos-cuarcitas (en niveles de 1-2 m) son las características más llamativas de la parte superior del tramo, coronándose éste con un paquete continuo de cuarcitas.

La localización de este paquete, así como de las alternancias de cuarcitas y micasquistos mencionadas anteriormente, no es continua en toda el área. En muchos casos la secuencia del zócalo termina con las metapelitas.

Por lo que se refiere al grado de recrystalización, es muy común observar toda la gama, desde rocas con un grado de recrystalización alto a otras de grano muy fino. Esta característica, sin embargo, no es

correlacionable, en la mayor parte de los casos, con diferencias en el grado de metamorfismo, como lo prueban las paragénesis minerales encontradas en lámina delgada.

Desde el punto de vista mineralógico hay pocas variaciones a escala de la muestra de mano, y estas son debidas a diferencias de composición química del material original.

Rocas de composición carbonatada se han encontrado solamente en dos afloramientos del área estudiada, próximos al techo de la serie pelítica. Uno de ellos es un nivel de 1 m de potencia, intercalado entre los micasquistos, que acaba acuñándose por los extremos. Son rocas de grano muy grueso y de colores grises oscuros a negros debido a la abundante materia carbonosa que contienen. El otro afloramiento, también de mármoles muy oscuros, casi negros, se encuentra en contacto tectónico (entre dos fallas normales) con las cuarcitas blancas que culminan la secuencia de este zócalo. Son muy ricos en silicatos cálcicos que, como en el caso del anfíbol, pueden alcanzar hasta 2 cm de longitud, sobre todo si rellenan fracturas transversas a las superficies de foliación. Estos rellenos han podido ser producidos por diferenciación metamórfica en una fase intercinemática, ya que es claramente observable en dichos cristales una deformación postcrystalina.

Todos los materiales descritos se representan gráficamente en su posición geométrica actual en la columna litológica de la fig. 2.3.

B) Formación de la Rambla del Agua

La extensión superficial de esta formación se puede ver en la fig. 2.4. La potencia total estimada es de 170-200 m.

B.1. Metaconglomerados y rocas asociadas

El término más bajo de la sucesión estratigráfica de esta formación lo constituye un metaconglomerado compuesto esencialmente —con variaciones que se describen más adelante— por cantos cuarcíticos muy alargados (en general tienen formas de elipsoides de tres ejes) cementados por material pelítico o de composición básica.

Con características macroscópicas y situación estratigráfica semejante han sido descritos niveles de esta misma composición en la Sierra de los Filabres (EGELER, 1963; p. 264) en las cercanías de Tahal.

Este nivel ha sido interpretado como un depósito ligado a una superficie de discordancia erosiva (ver apartados siguientes). Esta discordancia original puede ser la causa principal (aparte de los posibles factores tectónicos) de las diferencias de potencia que se observan, de unos puntos del área a otros, en las metapelitas de la base de la cobertera.

El paso del metaconglomerado al resto de la forma-

ESQUEMA DE DISTRIBUCION DE FORMACIONES

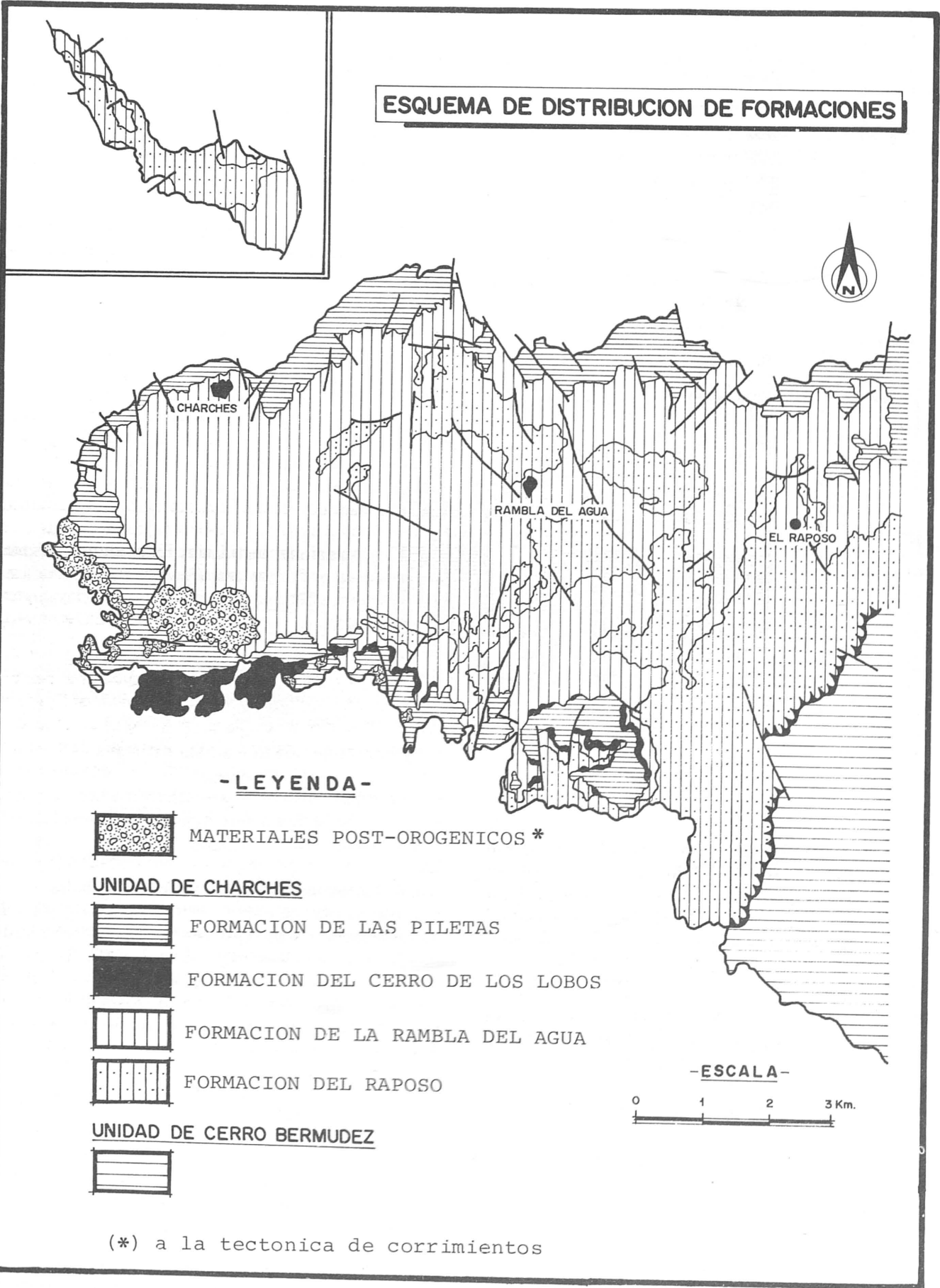


Figura 2.4

ción es gradual, produciéndose un aumento progresivo de mica incolora a expensas de la disminución de la cantidad de cuarzo. Asimismo, aparecen cristales de plagioclasa, mineral muy abundante en estas rocas, en cristales amigdaloides de hasta 2 mm. Este tramo de transición está compuesto por cuarcitas y esquistos cuarzosos, muy ricos en plagioclasa, de colores blancos o rojizos dependiendo del grado de alteración. Presentan un aspecto sacaroido y un mal desarrollo de las estructuras foliadas. Niveles de cuarcitas muy puras de colores grises oscuros, alternan en bancos de 50 cm de potencia máxima.

B.2. Metapelitas

Como se puede observar en la columna litológica de la fig. 2.3. el mayor porcentaje de rocas de esta formación corresponde a un paquete de micasquistos con eventuales intercalaciones cuarcíticas como las descritas en el apartado anterior. La transversal más representativa es la que va desde los alrededores del Cerro de San Cristóbal al pueblo de la Rambla del Agua, del cual toma el nombre la formación. Las variaciones de composición en esta secuencia metapelítica son atribuidas a cambios más o menos importantes en la composición química original. Estas variaciones determinan un cierto número de asociaciones mineralógicas que se describen en el capítulo de petrología. En este apartado se mencionan solamente las características macroscópicas que han servido para distinguir en el campo aquellas variedades de micasquistos que presentan algún interés petrológico.

Variedades ricas en alúmina

Son micasquistos de tamaño de grano medio, muy esquistosos y que contienen cristales de granate, distena, cloritoide y estaurólita. Esta última es especialmente abundante en algunas intercalaciones ricas en material carbonoso.

En algunos puntos se han encontrado segregaciones de estos cuatro minerales, junto con mica incolora y cuarzo, de hasta 1 m de potencia, rellenando fisuras que cortan las superficies de esquistosidad. En estas segregaciones los minerales alcanzan tamaños mucho mayores de lo normal, por ejemplo, cristales aciculares idiomorfos de distena de hasta 5 cm de longitud, cloritoide de 4 cm, granate de 2 cm de diámetro y estaurólita de 1 cm. Además, es muy llamativa la desorientación de dichos minerales.

Variedades ricas en hierro

Son micasquistos de colores muy claros debido a la casi total ausencia de materia carbonosa. Son las rocas más abundantes de la serie de la cobertera en

el área estudiada. Las variaciones mineralógicas más importantes se refieren al contenido en anfíbol y granate (que pueden faltar en algunos casos), o bien a la preponderancia de cuarzo sobre mica incolora o al contrario. La plagioclasa se encuentra en la mayor parte de la secuencia.

Estas rocas alternan repetidamente en niveles de potencia tan variable como poco representativa. En la parte superior de la secuencia pasan gradualmente a calcoesquistos, observándose, al mismo tiempo, un aumento en la cantidad y tamaño de los cristales de anfíbol y granate.

Variedades intermedias

Están representadas por una serie de micasquistos en los cuales las únicas características macroscópicas significativas son la presencia de granate o de materia carbonosa. Son rocas claras, en tonos beige, con abundantes granates de muy diversos tamaño en la misma muestra de mano. Llama la atención los numerosos cristales de turmalina (entre décimas de milímetro y milímetro), distribuidos en capas paralelas a la esquistosidad. Asimismo, es bastante característica la presencia de cristales de mica incolora individuales de hasta 2 mm, generalmente desorientados.

El tránsito hacia las rocas carbonatadas está jalonado, por lo general, por rocas calciosilicatadas, niveles de gneises y, por último, serpentinitas. Este conjunto heterogéneo de rocas se presenta concordante con la esquistosidad y con variedad de estructuras que cambian en el mismo afloramiento o de unos afloramientos a otros.

B.3. Rocas carbonatadas

La potencia de los paquetes carbonatados (mármoles y calcoesquistos) oscila entre 0,5 y 5 m. Los mármoles son generalmente muy impuros, con abundante material pelítico en nódulos o bandas paralelas a las superficies de foliación de la roca (que coinciden en muchos casos con la antigua laminación). No forman un nivel continuo sino que se encuentran en paquetes de 0,5 m de potencia, alternantes con micasquistos y calcoesquistos. Granate y anfíbol son dos minerales comunes en los calcoesquistos alternantes con ellos, en algunos de cuyos afloramientos el primero llega a medir 3 cm de diámetro. Son frecuentes las concentraciones de zoisita en las alternancias pelítico-carbonatadas con mayor contenido en grafito. Forman nódulos de hasta 7 x 4 cm en los que los cristales de zoisita llegan a medir 1 cm de longitud.

B.4. Rocas calciosilicatadas de grano grueso

En el contacto entre las rocas carbonatadas y las de composición ultrabásica y, sobre todo, básica se encuentran masas irregulares, y de poco espesor, de

rocas pobres en SiO_2 y Al_2O_3 . La característica esencial es la poca variada composición mineralógica, ya que son rocas casi monominerálicas en muchos casos (p.e. anfibolitas, piroxenitas, etc). Características comunes en todas ellas es el gran tamaño de los cristales (anfíbol y piroxeno llegan hasta los 4 cm de longitud) y la falta de orientación de los mismos. Estos niveles pueden ser interpretados como producto de diferenciación metamórfica o bien de metasomatismo de contacto (ver capítulo de petrología).

B.5. Gneises

Los afloramientos de gneises bandeados están sistemáticamente debajo de rocas carbonatadas y asociados en la mayor parte de los casos con rocas con silicatos cálcicos y/o anfibolitas. La potencia máxima de estas rocas no supera los 3 m. Están caracterizados por una sucesión de lechos alternantes claros y oscuros —los primeros cuarzo-feldespáticos y los segundos fundamentalmente micáceos— de espesor variable comprendido entre algunos centímetros y 10-20 cm. Granates de 2-3 mm de diámetro son comunes en los lechos micáceos y faltan en los de composición cuarzo-feldespática.

En ambos tipos de bandas, aunque es mucho más frecuente en las más pobres en mica, son muy comunes los nódulos amigdaloides, de 0,5 a 1,5 cm, de colores muy claros, en los que se pueden apreciar varios cristales de feldespatos con textura decusada. Excepcionalmente el nódulo está formado por un único cristal de feldespato. Son abundantes los cristales de turmalina que se encuentran preferentemente en las capas claras.

Eventualmente se han producido fenómenos de albitización que afectan a los lechos cuarzo-feldespáticos. Este fenómeno puede presentarse difusamente, en el sentido de que toda la masa de la roca esté más o menos albitizada (a veces lo está totalmente), o bien en relación con fracturas de tensión tardías que cortan a la esquistosidad. El espesor de estas venas varía entre pocos centímetros y 20 cm.

B.6. Rocas de composición básica y ultrabásica

A lo largo de la secuencia pelítica de esta formación y a veces, como se ha indicado en el párrafo anterior, en contacto de los niveles carbonatados, se encuentran rocas de composición básica y ultrabásica. En algunos casos se trata ciertamente de material ígneo (tipo I). De hecho la recristalización metamórfica alpina no ha borrado la estructura ni la mineralogía originales ígneas en los cuerpos de composición básica y ultrabásica. Por otra parte, las condiciones de afloramiento inclinan a pensar en el mismo sentido.

En otros casos podría tratarse de material volcánico básico o de sedimentos de composición semejan-

te a una margocaliza. Así, el fajeado de las rocas con silicatos cálcicos y anfibolitas (tipo II) —que se encuentran sistemáticamente en la base de los mármoles— y la falta de restos estructurales o mineralógicos que puedan ser atribuidos a un origen ígneo, pueden hacer suponer un paso gradual de una sedimentación pelítica a una carbonatada, con una etapa intermedia de sedimentación pelítico-carbonatada. La falta de eclogitas o relictos eclogíticos, comunes en las del tipo I, en muchas de estas rocas avalan la posibilidad de esta hipótesis.

TIPO I: Los afloramientos de este tipo encajan en diferentes niveles de la secuencia pelítica basal de la Formación de la Rambla del Agua. Son rocas de clara procedencia ígnea, con texturas porfídicas y ofíticas, que son aún reconocibles a pesar del metamorfismo. Gracias a estas estructuras, en el afloramiento se pueden reconocer diferentes tipos estructurales: metabasaltos, metagabros, etc.

El tipo de cuerpos intrusivos, así como las dimensiones, son variables de unos afloramientos a otros. Aparte de algunos diques o filones capa minoritarios, los más comunes son los cuerpos redondeados, con poco o ningún desarrollo de estructuras planares, que cortan las superficies S_0 deducidas por los cambios litológicos en las rocas encajantes. Las dimensiones de este tipo de cuerpos varía entre 2 y 500 m². Las condiciones de los afloramientos en la mayor parte del área son muy pobres, por lo que solo en los afloramientos mayores pueden observarse, con relativa claridad, las relaciones primitivas con las rocas encajantes y la estructura interna del cuerpo.

En el afloramiento del N del pueblo de la Rambla del Agua, que es el de mayor tamaño (cerca de 500 m²), se distingue aún la primitiva zonalidad estructural, relacionada sin duda con la velocidad de enfriamiento. Las rocas del centro son metagabros y hacia los bordes se disponen metabasaltos porfídicos, con grandes cristales (probablemente antiguas plagioclasas) en el seno de una matriz de grano fino y de color verde oscuro. Por último, la zona más externa está constituida por rocas microcristalinas. Este último tipo es el más abundante en los afloramientos más pequeños, eventualmente acompañados por metabasaltos con textura porfídica.

Son rocas verdes, oscuras en la muestra de mano, extremadamente duras y compactas, lo que explica el deficiente desarrollo de las estructuras alpinas en estos cuerpos.

TIPO II: Está constituido por anfibolitas granatíferas de coloraciones verdes oscuras, con una esquistosidad bien desarrollada y paralela a la de las rocas encajantes. Dentro de la masa de anfibolitas se observan frecuentes cambios de composición hacia epidotitas, más o menos ricas en carbonato, y otras variedades de rocas calciosilicatadas.

Es muy común la presencia de carbonato en estas rocas, bien en niveles de algunos centímetros y poca continuidad lateral, o bien en nódulos de 2 a 4 cm, formados por un único cristal de carbonato. En otros casos, el carbonato está homogéneamente distribuido en la matriz, o bien en lechos alternantes paralelos a la esquistosidad de la roca o, y por último, en agregados sin una forma geométrica definida. El contenido en carbonato aumenta progresivamente hacia el techo de estas rocas en el que se encuentra el paquete de mármoles descritos anteriormente.

Las **rocas ultrabásicas** están representadas en el área estudiada por algunos afloramientos de ortoserpentinitas, de dimensiones variables que oscilan entre algunos metros y algo más de 1 km². Son rocas compactas de color verde claro, y con una esquistosidad que es paralela a la esquistosidad principal de las rocas encajantes. Por regla general, constituyen cuerpos estratoides de poca continuidad lateral (a lo sumo 20 m), en el techo o en el muro de rocas carbonatadas. Forman cuerpos independientes de los de composición básica y, sólo eventualmente, se encuentran en las proximidades de rocas de esta composición, pertenecientes al tipo II.

C) Formación del Cerro de los Lobos

Es una formación de composición heterogénea constituida por metapelitas, mármoles y anfibolitas, de potencia total que oscila entre 8 y 10 m. Rara vez la serie se encuentra completa: en general solamente los mármoles permiten reconocer esta formación en muchos puntos del área estudiada. Van asociados en un 60 por ciento de los casos con metapelitas. Las anfibolitas se han encontrado solo en dos afloramientos, de dimensiones reducidas, sobre los mármoles y metapelitas.

El máximo desarrollo vertical y la mayor parte de las características, anteriormente mencionadas, que han servido para su diferenciación se encuentran en las cercanías del Cerro de los Lobos, del cual toma el nombre la formación.

Las **rocas carbonatadas** son sedimentológicamente complejas. Contienen numerosos cantos, redondeados en general, de rocas y minerales aislados de naturaleza muy variada, algunos de ellos de procedencia probablemente ígnea. Incluyen también fragmentos de rocas metamórficas, de las formaciones infra y suprayacentes, que han sido englobados ciertamente por causas tectónicas.

Las **anfibolitas** son textural y estructuralmente muy diferentes de las de la formación inferior. No presenta otros minerales, aparte del anfíbol, visibles a simple vista que, excepcionalmente, plagioclasa. Son rocas homogéneas, esquistosas y de colo-

raciones verdes claras. En los puntos donde afloran las condiciones de observación son muy precarias y, en algunos casos incluso, ha sido imposible estudiarlas en lámina delgada. Por regla general son muy poco potentes y están fuertemente cataclastizadas debido a que —como el resto de la formación— se encuentran en las cercanías de un contacto mecánico que separa, localmente, estas rocas y las infrayacentes de la formación de las Piletas.

Como se puede ver en la fig. 2.4., la Formación del Cerro de los Lobos se extiende a lo largo del contacto entre las formaciones inferior (de la Rambla del Agua) y superior (de las Piletas) al S-SE del área estudiada. En el resto, el contacto entre ambas formaciones sólo esporádicamente presenta restos de la formación intermedia. Esto puede ser debido, al menos en parte, a factores tectónicos de cuyo carácter y envergadura se discute en el apartado siguiente. Otra buena parte de las razones puede estar en relación con el tipo de depósito. Como se discute al final del capítulo, estos niveles pueden tratarse de depósitos en un medio de cuencas muy localizadas, lo que podría explicar, entre otras cosas, la discontinuidad de sus afloramientos.

D) Formación de Las Piletas

Esta formación, cuya distribución espacial se puede ver en la fig. 2.4., es parecida a la de la Rambla del Agua en lo que al tipo de materiales se refiere. Sin embargo, en comparación con ella, el desarrollo vertical de cada tramo es bien diferente. En conjunto es menos potente (de 90-100 m), más rica en sedimentos carbonatados y con un paquete de pelitas en la base de éstos de mucha menos potencia. La secuencia litológica que se describe a continuación está esquematizada en la fig. 2.3.

D.1. Metapelitas

La base de la serie está constituida por metapelitas poco grafitosas en general. Los mayores afloramientos se encuentran en las cercanías de las Piletas. Hacia el W se reducen bastante en número y potencia llegando a faltar en muchos casos. La mayor parte de la secuencia carece de otros minerales significativos, desde el punto de vista petrológico, que no sean las micas incoloras. Solo algunas delgadas intercalaciones grafitosas muestran algunos pequeños cristales de cloritoide y, sobre todo, de granate. La potencia total de este tramo es de aproximadamente 5 metros.

D.2. Rocas carbonatadas

Hacia la parte superior del tramo anterior, aparecen pequeñas intercalaciones carbonatadas que, poco a poco, aumentan de espesor hasta sustituir totalmente a las metapelitas. El paquete de mármoles es bastante potente y oscila entre los 3 y 15 m. Aflo-

ran en el borde más externo del área estudiada, en el contacto con el Complejo Alpujarride o con la Depresión de Guadix. Es una banda bastante continua que circunda la Formación de la Rambla del Agua y dibuja el contorno externo del antiformal de Charches (ver el capítulo de estructural). Las rocas más representativas de este paquete son mármoles muy puros que se presentan estratificados en bancos más potentes que los de las demás formaciones. Generalmente alternan mármoles de grano grueso y de color blanco con otros de colores grises. El conjunto da un aspecto fajeado característico de esta formación. La potencia de cada nivel es extremadamente variable. Otro tipo de roca carbonatada común en el área estudiada son los mármoles amarillos, de aspecto sacaroideo y con abundante cuarzo y hematites, eventualmente en cristales idiomorfos.

D.3. Gneises

Entre las rocas carbonatadas, y generalmente coincidiendo con alguna intercalación pelítica, son frecuentes los niveles —no muy potentes (máximo 4 m) y extremadamente discontinuos— de gneises con textura ojosa y de grano muy grueso. Son rocas masivas, de colores blanquecinos y con abundantes cristales de turmalina (3-5 mm de longitud de media) en cristales individuales o en agregados poligranulares.

Estructuralmente son poco esquistosos —apenas contienen minerales susceptibles de orientación planoparalela— compactos y con abundantes ojos amigdaloides de feldespato, de dimensiones comprendidas entre los 2 y los 5 mm. La longitud mayor de estas amígdalas es generalmente paralela a las poco marcadas superficies de esquistosidad. De hecho, esta disposición es la responsable en muchos casos, de la estructura foliada de la roca.

Lechos de composición mineralógica poco común, como son cuarcitas extremadamente ricas en granate y/o turmalina, se encuentran asociados a estos gneises. Estos niveles de poco espesor (entre algunos milímetros y 10 cm de potencia) son de grano muy fino, de colores marrones oscuros y, a veces, con una disposición zonada del centro a los bordes, en el sentido de que en el centro se enriquece en granate o en turmalina, según el caso. Se sitúan en el techo o en el muro de los paquetes de gneises encajando, indistintamente, entre los mármoles o en intercalaciones pelíticas. En estas últimas se observan enriquecimientos en turmalina y granate en los contactos con estos lechos. Estos son siempre paralelos a las superficies de esquistosidad principal y, cuando es el caso, están afectados por los mismos micropliegues que ella.

Hacia la parte superior del paquete carbonatado aparecen alternancias de esquistos cuarcíticos o

cuarcitas en lechos de potencia máxima de 1 m que dejan paso, por último, a una secuencia pelítica que culmina la serie de esta formación. Estos micasquitos son bastante ricos en grafito y de grano muy fino. Presentan escasas variaciones en la composición mineralógica que están en relación, casi siempre, con el contenido en granate.

CRITERIOS PARA LA SUBDIVISION TECTONOESTRATIGRAFICA. CUESTIONES CRONOLOGICAS

Unidad de Cerro Bermúdez

La falta de fósiles (1) impide conocer la edad de estas rocas. Sin embargo, las características litoestratigráficas de esta secuencia son perfectamente comparables con las de los zócalos del Complejo Nevado-Filábride en las áreas de Sierra Nevada y de la Sierra de los Filabres, cuya edad es considerada anterior al Pérmico (BROUWER, 1926; FALLOT et al. 1961; NIJHUIS, 1964; EGELER y SIMON, 1969; PUGA, 1971; PUGA y DIAZ DE FEDERICO, 1976a).

Esta unidad es estructuralmente la más baja de las dos que se han distinguido en el área. La unidad superior (Unidad de Charches) se superpone siempre sobre ésta a nivel de la Formación del Raposo, la cual, como se verá más adelante, es atribuible igualmente a un zócalo pre-Pérmico. Las características macroscópicas de los micasquitos de ambos conjuntos son muy parecidas en la zona donde se ponen en contacto. Esto, unido a la falta de criterios de carácter geométrico, ha hecho muy difícil (incluso imposible en algunos casos) el reconocimiento sobre el terreno de la superficie de contacto, sobre la base exclusivamente de las diferencias litológicas. Muy localmente han ayudado las rocas cataclásticas formadas en la zona de contacto, que han sido interpretadas como producidas por accidentes tectónicos de tipo tangencial, responsables probablemente de la superposición de la Unidad de Charches sobre la de Cerro Bermúdez. Sin embargo, es necesario especificar que dichas rocas podrían ser interpretadas en relación con accidentes tectónicos de tipo distensivo (fallas normales p.e.) cuyas superficies de discontinuidad, como frecuentemente ocurre en los tramos pelíticos dentro de cada ciudad, pueden no ser reconocidas en el terreno como tales.

(1) Se ha hecho un intento de datación paleontológica sin que por el momento se puedan adelantar resultados positivos. Esto es válido también para las dataciones de edad absoluta que se están realizando en el laboratorio de geocronología de la Universidad de Pisa.

El contacto representado en el mapa se ha trazado a partir de los datos petrológicos que se indican a continuación. Esto, aunque evidentemente no es demasiado preciso, es, sin embargo, el método más apropiado en este caso.

Los argumentos petrológicos aludidos se refieren al carácter básico del metamorfismo en ambas unidades. Este carácter ha sido determinado a partir del geobarómetro de las micas incoloras potásicas (SASSI, 1972), único mineral que, en gran parte de las rocas, da información al respecto. Ellas han permitido constatar que, comparativamente, la Unidad de Cerro Bermúdez ha sufrido un proceso metamórfico de menor presión que la Unidad de Charches. El contacto ha sido trazado tomando muestras de la supuesta zona de superposición y midiendo el b_0 de las micas incoloras, en rocas de composición mineralógica y grado de metamorfismo semejantes. La diferencia de valores es lo suficientemente grande como para distinguir con bastante precisión las rocas de una y otra unidad (1). El hecho de que la Unidad de Cerro Bermúdez sea estructuralmente la más baja indica que la disposición actual puede ser el resultado de una tectónica de cabalgamientos.

La caracterización barométrica del metamorfismo, basada sobre el b_0 de las micas incoloras potásicas, detecta la fase de mayor temperatura en que estas han sido reequilibradas. Esta fase, en ambas unidades, coincide con la última fase de recristalización metamórfica detectada, lo que data el contacto mecánico que se discute como esencialmente postmetamórfico.

Las condiciones ambientales de la traslación pueden ser deducidas por la eventual formación de rocas cataclásticas. Esto podría indicar que los corrimientos debieron producirse a baja temperatura y a niveles relativamente poco profundos de la corteza. El poco desarrollo de este tipo de rocas sorprende a la autora, que reconoce que no encuentra una explicación razonable para esta falta, que la posibilidad de que esta superposición se haya producido a mayor temperatura, y tanto más profundamente en la corteza, que lo que suele ser estimado para contactos mecánicos reconocidos también como postmetamórficos en las Zonas Internas (p. e. entre las unidades Alpujarrides). Estos suelen presentar un buen desarrollo de rocas cataclásticas (DELGADO SALAZAR, 1978; TORRES-ROLDAN, 1974).

Unidad de Charches

Esta unidad, como se ha visto al principio del capítulo (fig. 2.2.), ha sido subdividida en cuatro formaciones. En sentido estratigráfico, el término viene siendo aplicado a aquellos conjuntos de rocas, homogéneos o heterogéneos desde el punto de vista de su composición, con características de índole diversa, que permitan diferenciarlos del resto, que son cartografiables a escala 1:50.000 y en los que se puede definir un corte tipo, del cual toman el nombre.

Salvando las distancias que existen entre rocas sedimentarias y metamórficas, se ha subdividido esta unidad en las cuatro formaciones aludidas, sobre la base de que cada una de ellas presenta características petrológicas y/o litoestratigráficas que las diferencia del resto. Además, todos los aspectos que han servido para definirlos pueden ser reconocidos en un lugar geográfico concreto del cual toman el nombre.

A) Formación del Raposo

Argumentos de tipo petrológico y estratigráfico, que se indican a continuación, permiten considerar este conjunto de rocas de probable edad paleozoica.

Por lo que se refiere a los argumentos petrológicos, se ha llegado a esta conclusión gracias a la existencia de relictos de minerales y microestructuras que han podido ser formadas en un proceso de metamorfismo regional anterior al alpino, probablemente hercínico como indican PUGA y DIAZ DE FEDERICO (1976b) y que ahora está prácticamente borrado. Este proceso metamórfico ha sido estudiado en Sierra Nevada por PUGA (1971), DIAZ DE FEDERICO (1972) y PUGA y DIAZ DE FEDERICO (op. cit.) y señalado en áreas cercanas a la estudiada en este trabajo por DIAZ DE FEDERICO (en preparación) y GOMEZ-PUGNAIRE (1976). En la Sierra de Charches presenta características petrológicas muy parecidas a las descritas por los autores citados. Aquí, sin embargo, se conservan menos relictos.

Los argumentos de tipo estratigráfico que han permitido estimar la edad de esta formación, como anterior al Pérmico, se refieren a la existencia de restos de un antiguo conglomerado basal metamorfizado relacionado con una superficie de discordancia erosiva, y probablemente angular. Esta superficie debía poner en contacto el zócalo metamorfizado de la Formación del Raposo con el resto de las formaciones de esta Unidad —en las que no existe ningún efecto de metamorfismo que no sea atribuible a la orogénia alpina— cuyas características lito-

(1) Este hecho permitirá correlacionar más adelante esta Unidad de Cerro Bermúdez con el manto del Veleta definido en Sierra Nevada por PUGA et al. (op. cit.). En rocas pertenecientes a este manto MARTIN-RAMOS y RODRIGUEZ-GALLEGO (1976), MARTIN-RAMOS (1977) y DIAZ DE FEDERICO et al. (1979) han demostrado el carácter de baja presión del metamorfismo.

estratigráficas permiten correlacionarla con la cobertera permo-triásica de los Mantos Alpujarrides. Las estructuras menores más patentes presentan la misma orientación alpina tanto en el zócalo como en la cobertera, lo que ha borrado la supuesta discordancia angular que originalmente debía existir.

B) Formación de la Rambla del Agua

Es la formación que reposa directamente sobre la discordancia mencionada. La fig. 2.3. muestra que es posible correlacionar la secuencia pelítica de esta formación con las rocas, de composición semejante, que se encuentran en el Complejo Alpujarride. En él, esta secuencia ha sido datada como permo-werfenense.

Las intercalaciones de rocas carbonatadas, de poca potencia como en esta formación, son, asimismo, fácilmente correlacionables. La falta de fósiles impide la datación más precisa del conjunto.

C) Formación del Cerro de los Lobos

Petrologicamente está caracterizada por un menor grado de recristalización metamórfica, así como por la presencia de cantos extraños, algunos de ellos de origen probablemente ígneo, en el paquete carbonatado. La menor recristalización no es correlacionable en todos los casos con un menor grado de metamorfismo.

La naturaleza conglomerática de las rocas carbonatadas y la especial composición química de las metapelitas (ver capítulo de petrología) indican probablemente condiciones de depósito muy someras. La secuencia podría ser interpretada, en términos sedimentarios, como formada, en un primer momento, en un medio continental, como sugieren las metapelitas si estas se consideran como depósitos de tipo residual. Las rocas carbonatadas podrían haberse depositado en un medio de cuencas muy localizadas, lo que, entre otras cosas, explicaría la discontinuidad de sus afloramientos. Este tipo de depósitos podrían estar en relación con un nivel de erosión producido por el levantamiento de la cuenca, después del depósito de la secuencia carbonatada de la Formación de la Rambla del Agua.

Por lo que se refiere a la edad de estos materiales, y por tanto al levantamiento de la cuenca aludido, un medio de depósito como el descrito no encuentra dificultades de inserción en el ambiente de depósito generalmente aceptado en las Zonas Internas durante el Trías (ver DELGADO-SALAZAR, 1978).

PUGA (1971), DIAZ DE FEDERICO y PUGA (1974) y DIAZ DE FEDERICO (en prep.) han estudiado con detalle los niveles carbonatados de naturaleza conglomerática relacionados con depósitos de tipo vulcano-sedimentario. Estas rocas están si-

tuadas en la parte superior de la cobertera del Complejo de Sierra Nevada y en una posición geométrica semejante a la que ha sido descrita. A estos niveles los autores mencionados les atribuyen una edad post-triásica.

En este trabajo no se dispone de datos objetivos que permitan resolver la edad de esta formación en el área estudiada y si es, o no, comparable a la descrita por los autores mencionados. En la Sierra de Charches, las relaciones estructurales entre las formaciones de la cobertera, como se indica en el apartado siguiente, favorecen la primera alternativa.

El hecho de comentar aquí, con más detenimiento, estas dos alternativas está condicionado por la posible implicación que la edad de estas rocas—vista su posición geométrica entre dos formaciones— pueda tener en la interpretación estructural de la Formación de las Piletas.

D) Formación de Las Piletas

Como en los casos anteriores, no es posible conocer la edad de estas rocas nada más que por métodos indirectos (correlaciones litoestratigráficas) ya que no existen fósiles en la secuencia de rocas. Como se ha indicado en los párrafos anteriores, la menor potencia de este conjunto y la mayor abundancia de mármoles en esta formación son las características litoestratigráficas esenciales que la diferencian de la Formación de la Rambla del Agua.

En el supuesto de que existiera continuidad en la cuenca de depósito entre el Complejo Nevado-Filábride y el resto de los que constituyen la Zona Bética s. str., la correlación estratigráfica con estos últimos indica, como muy probable; que los materiales de la Formación de las Piletas se han depositado en el Trías medio-superior (fig. 2-3). Los materiales de la Formación de la Rambla del Agua podrían corresponder a la cobertera pelítica de aquellos complejos, la cual se extiende desde el Pérmico hasta el Trías medio. Parece, pues, bastante lógico suponer que ambas formaciones sean continuas en sentido estratigráfico, formando parte de una única unidad tectónica y litoestratigráfica, que en el texto se ha denominado Unidad de Charches.

Sin embargo, el contacto actual entre la Formación de las Piletas con las infrayacentes es localmente tectónico. Cuando la Formación del Cerro de los Lobos falta, en algunas zonas del área estudiada se han podido reconocer contactos mecánicos (fallas inversas próximas a la horizontal?) entre las metapelitas de la formación superior e inferior. Estos accidentes tectónicos son bien reconocibles, incluso cuando no es bien visible la discontinuidad mecánica, debido a la formación de rocas cataclásticas a ambos lados del contacto. La magnitud del des-

plazamiento es aparentemente pequeña ya que, lateralmente, estos contactos mecánicos acaban por desaparecer. La formación de rocas cataclásticas, no recrystalizadas posteriormente, permite datar las edades de estos accidentes como esencialmente postmetamórficos.

El aspecto conglomerático de los mármoles de la Formación del Cerro de los Lobos puede indicar que, cuanto ésta separa las formaciones inferior y superior, el contacto es también de origen mecánico, y en este sentido es interpretado en este trabajo. También en este caso el contacto puede considerarse como postmetamórfico, habida cuenta de que la mayor parte de los cantos englobados por el mármol son idénticos a las rocas metamórficas de las cercanías.

La envergadura del contacto mecánico en este último caso puede ser muy variable, y no necesariamente ha debido suponer traslaciones del orden de varios kilómetros, sino que puede tratarse de despegues relativamente poco importantes que, si han dado lugar a este tipo de materiales, ha sido por la composición de las rocas afectadas en este caso: los mármoles. Estos han podido comportarse fluidalmente, englobando cantos de las formaciones infra y suprayacentes hasta adquirir el aspecto que los caracteriza. Rocas semejantes a estas son así interpretadas por LEINE (1962, 1968) en la Sierra de los Filabres.

El mecanismo por el cual se producen este tipo de rocas ("rauhwackes") no está, como ha sido indicado anteriormente, relacionado necesariamente con grandes cabalgamientos, sino que basta una presión de agua elevada para que rocas con estas características puedan formarse en contactos mecánicos de poca envergadura (MASSON, 1972). En estos casos, y como ocurre en el área estudiada, las rocas asociadas a los contactos mecánicos pueden no mostrar evidencias de deformación cataclástica, ni tampoco los cantos englobados en la masa carbonatada (MASSON, op. cit.).

DESCRIPCION DE LAS SERIES METAMORFICAS EN LA VENTANA TECTONICA DE GOR

En este área afloran, en una ventana tectónica, materiales que son atribuibles a la Unidad de Charches. Tanto en las series de cobertera como en las del zócalo son mucho menos potentes. En conjunto no superan los 80 m. Se describen a continuación las formaciones de esta Unidad que aparecen en la zona.

Formación del Raposo

Las rocas del zócalo, desde el punto de vista de su

litología, son prácticamente idénticas a las de la Formación del Raposo como ha sido definida en el área de Charches. También en este caso se han diferenciado tres tramos:

- a) Metapelitas grafitosas de potencia que oscila alrededor de los 40 a 45 m.
- b) Niveles de mármoles, muy ricos en materia carbonosa y muy poco potentes (del orden de 1 m como máximo), que se encuentran hacia la parte superior de la secuencia.
- c) Bancos de cuarcitas más o menos feldespáticas, del orden de 10 m de potencia total. Alternan con las metapelitas en el techo de la formación.

Esta presenta diferencias, desde el punto de vista petrológico, respecto al área de Charches, en el sentido de que no se han encontrado rocas con asociaciones mineralógicas o estructuras que puedan ser atribuidas con seguridad a una orogenia anterior a la alpina. La comparación con esta formación en la Sierra de Charches es, sin embargo, posible gracias a otros argumentos de tipo petrológico, como son el carácter bórico del metamorfismo (de presión intermedia) y la existencia de minerales tales como distena y estauroлита, inexistentes en la unidad tectónica más profunda en aquella zona (Unidad de Cerro Bermúdez). No se han encontrado rocas que puedan ser asimiladas con seguridad a dicha unidad. La distribución espacial está esquematizada en la fig. 2.4.

Formación de la Rambla del Agua

El desarrollo en vertical de esta secuencia es menor que en el área de Charches (del orden de 30 a 35 metros). En relación con aquella son mucho más escasas las rocas de composición arcillosa asimilables a la cobertera permowefenense, en tanto que las rocas carbonatadas son algo más abundantes. La distribución en vertical en esta zona puede verse en la fig. 2.4.

En conjunto, la secuencia está constituida por una base de metapelitas apenas grafitosas y que no supera los 10 m de potencia, en la cual están representadas prácticamente todas las variedades diferenciadas en el área de Charches. Estas dejan paso a una alternancia de calcoesquistos, mármoles y metapelitas, en bancos de 1 a 2 metros de potencia. Como en el área anterior, rocas con silicatos cálcicos y gneises son frecuentes en la base del paquete de mármoles que coronan la secuencia.

Las rocas carbonatadas son, en todos los aspectos, muy semejantes a las de la Sierra de Charches. Solo un tipo de mármol, con cristales de turmalina (el-baita) de hasta 1 cm de longitud, no encuentra su representación en aquella zona. Este tipo de roca tan particular es probablemente el resultado de un

depósito continental, en un medio de fuerte evaporación, produciéndose la turmalina probablemente por un proceso de metasomatismo en relación con el boro (GOMEZ PUGNAIRE, en prep.).

Las rocas básicas tienen también su representación en la ventana tectónica de Gor, formando pequeños cuerpos discordantes (de espesor máximo 3 m) o algunas coladas interstratificadas de 2-3 m de potencia. No se han encontrado rocas ultrabásicas.

Esta formación reposa sobre la anterior por medio de una superficie de discordancia angular y erosiva. Este límite, como en el área de Charches, se interpreta como una superficie que pone en contacto rocas de un zócalo metamorfizado (Fm. del Raposo) con una cobertera sedimentaria de probable edad permotriásica (Fm. de la Rambla del Agua). Sin embargo, la geometría de dicha superficie de contacto entre ambas formaciones y el tipo de depósito basal desarrollado es diferente en ambos casos.

En el área de Charches la superficie se encuentra claramente retocada por las deformaciones alpinas. En este caso, una superficie irregular separa las rocas del zócalo de las de la cobertera. Esta es, sobre todo, claramente distinguible en el barranco del río Gor, en las cercanías del C⁰ de los Corrales.

Por otra parte, el depósito basal lo constituye una brecha heterogénea de cemento carbonatado. Di-

cho cemento engloba cantos de dimensiones muy variables (desde algunos milímetros a varios metros) de cuarcitas y micasquistos muy semejantes a los inmediatamente infrayacentes. Asimismo, las fracturas de tensión de las cuarcitas del zócalo han sido rellenadas por el mismo depósito carbonatado. Todas estas características sugieren que dicho depósito ha fosilizado un relieve preexistente.

Formación del Cerro de los Lobos

Constituye la secuencia de rocas con la que acaba la serie de la cobertera en el área de Gor. Se ha encontrado exclusivamente en un afloramiento, próximo al C⁰ de los Corrales, de 1,5 m de potencia. Las condiciones de observación son muy precarias debido a la intensa cataclasis que han sufrido. Esta ha sido producida por el desplazamiento de la unidad inferior alpujarride, en este área, sobre el Complejo Nevado-Filábride. Están representados los tres términos diferenciados en el área de Charches, presentando características muy semejantes a las allí descritas.

Las características petrológicas de todas las secuencias estudiadas en este área son prácticamente idénticas a las de la Sierra de Charches, por lo que la descripción petrográfica y discusión petrogenética, que se hace en el resto del texto, es, salvo en algún carácter particular, común para ambas áreas.

INSTRUMENTOS DE GEOFISICA SCINTREX GEOTRÓN

- * **RADIOMETRIA**
Contadores de centelleo.
Espectrómetros (K, U, Th).
Sensores de rayos Gamma.
Sistemas aéreos, vehículos, pozos.
- * **GEOQUIMICA**
Analizador de U en aguas.
Espectrómetro de mercurio.
- * **ELECTROMAGNETICO**
Turam.
Sistemas aéreos, vehículos, pozos.
- * **GRAVIMETROS**
- * **PROPIEDADES FISICAS (Testigos)**
Suceptibilidad magnética.
Conductividad.
Polarización inducida.
- * **HIDRONIVELES ELECTRICOS**
Distintas profundidades y características.
- * **RESISTIVIDAD**
Sistemas de AC y DC.
Sistemas DC conmutada.
Sistema en DC con compensación automática de P. Espontáneo.
- * **MAGNETOMETROS**
Fluxgate y protones.
- * **POLARIZACION INDUCIDA**
Dominio de Tiempo y Frecuencia.
Sistemas P.I. en pozos.
- * **SISMICA**
Equipos con sumación de señal de 1 a 12 canales.
Registro analógico.
Registro digital.
Sísmica de pozos.
- * **TESTIFICADOR DE SONDEOS**
Potencial, resistividad, rayos Gamma
Venta y alquiler de equipos.

GEOTRON S.A.
LE OFRECE UN MANTENIMIENTO SEGURO DE SU INSTRUMENTAL
Y SE OFRECE AL DISEÑO DEL EQUIPO ESPECIFICO
PARA LA SOLUCION DE SU
PROGRAMA

GEOTRON, S. A. - Virgen del Val, 28 - 404 85 34 - MADRID-27

GEOLOGIA ESTRUCTURAL

ASPECTOS GENERALES

El área situada en las cercanías de Charches es una estructura antiformal cuyo eje(s), inclinado hacia el W, tiene una dirección aproximada E-W. En el área cercana a Gor, en cambio, el Complejo Nevado-Filábride aflora en una ventana tectónica bajo el Complejo Alpujárride. La estructura mayor más visible es, también, un antiformal cuyo eje tiene una dirección aproximada a la NE-SW. Está parcialmente modificado por varios sistemas de fallas. Las di-

recciones, en orden de importancia, de las fracturas formadas en las fases de distensión son las siguientes: NS, N40E y N110E en la Ventana Tectónica de Gor y N20E-N40W y E-W en el área de Charches.

La fig. 3.2. permite observar la distribución de materiales en las dos áreas estudiadas. La parte centro-oriental del antiformal de Charches está constituida por metapelitas ricas en grafito. En los márgenes afloran sucesivamente, del interior al exterior, metapelitas apenas grafitosas y una estrecha y discontinua banda de mármoles y calcoesquistos, los cuales están frecuentemente acompañados de delgados niveles de rocas básicas, ultrabásicas y gneises. La zona más externa, separada de esta última por una estrecha banda de metapelitas, está constituida casi exclusivamente por rocas carbonatadas. En la ventana tectónica de Gor, la distribución especial de los materiales es menos claramente simétrica. La parte central está constituida por micasquistos gra-

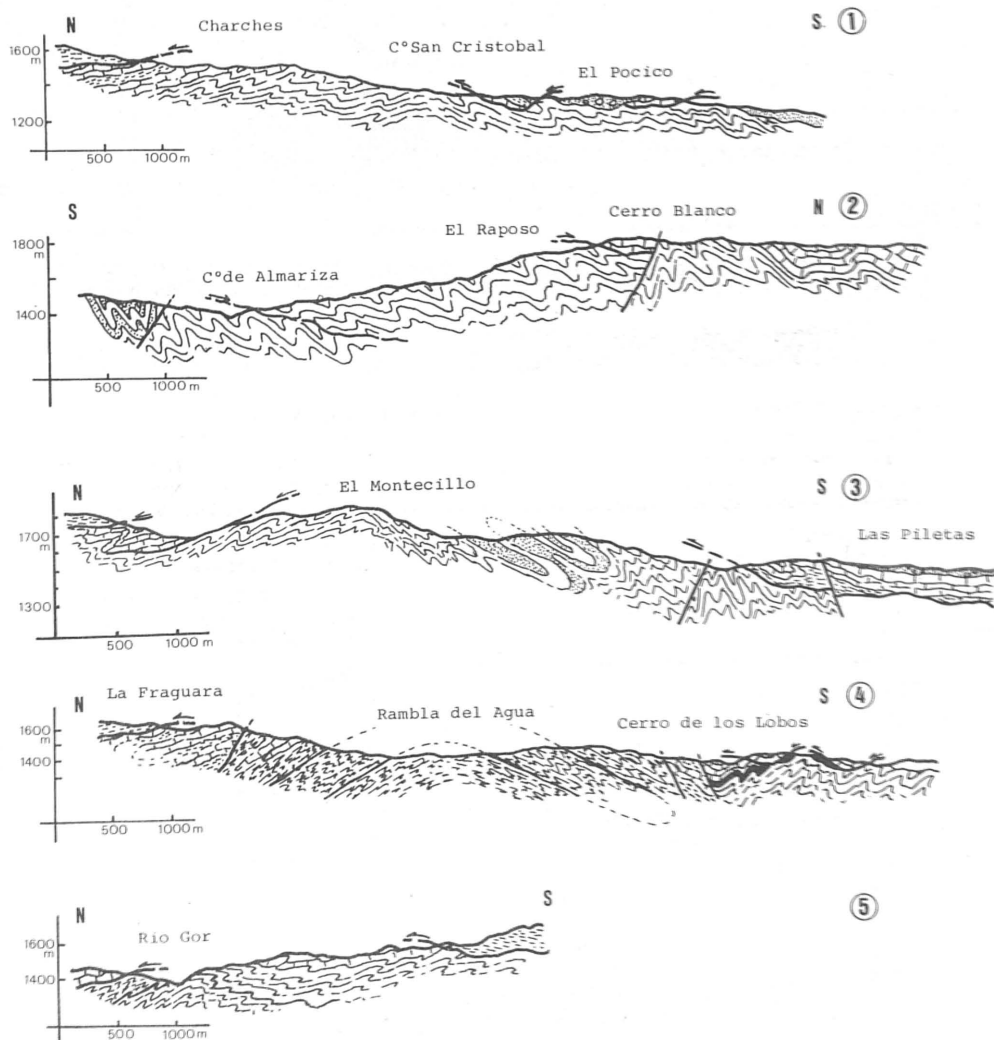


Figura 3.1

Algunos cortes geológicos en la Sierra de Charches y en la ventana tectónica de Gor. Para las referencias de los materiales véase el mapa geológico adjunto.

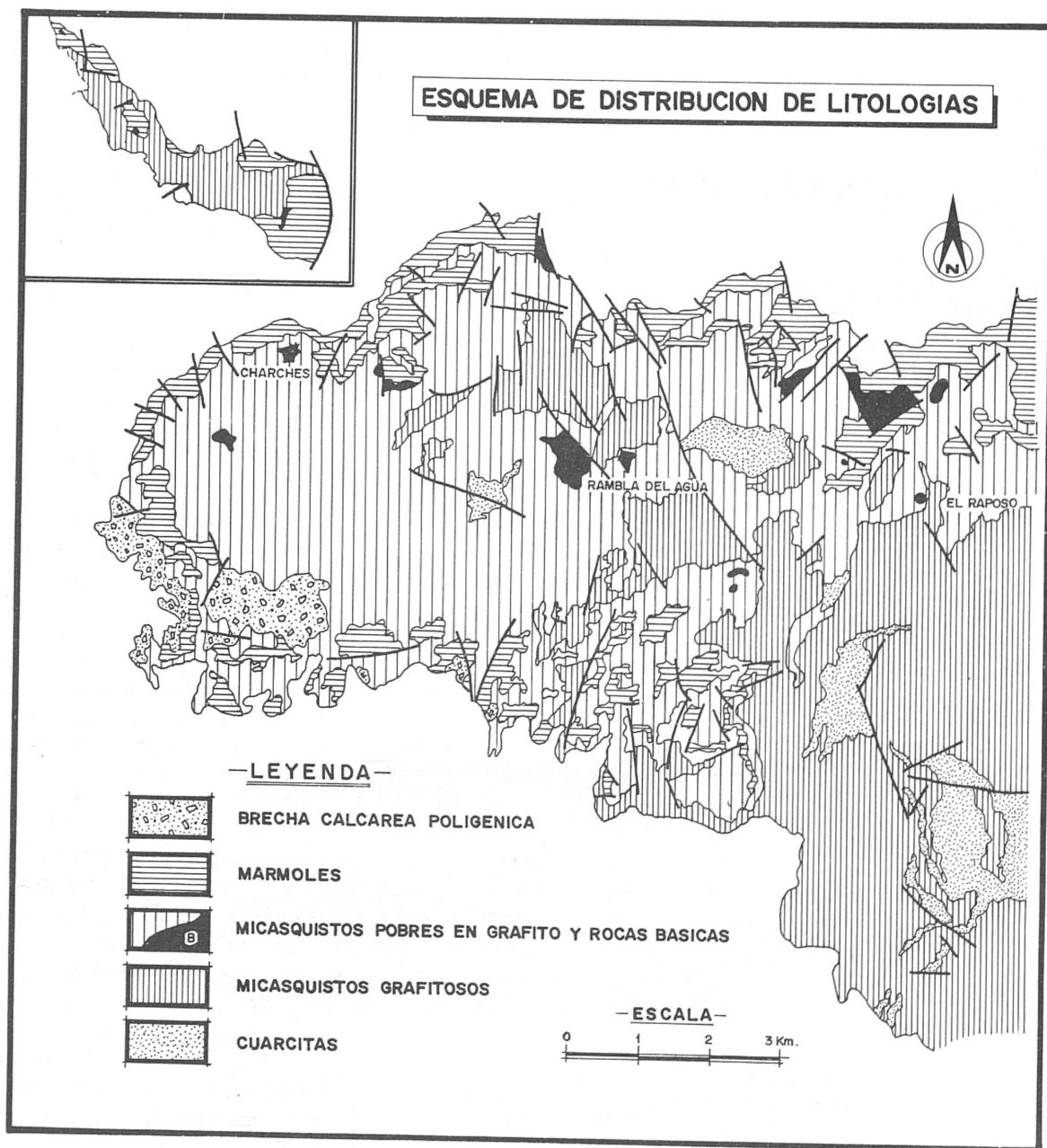


Figura 3.2

fitosos y los bordes, sobre todo el norte, están formados fundamentalmente por mármoles.

Ambos antiformes se han formado durante las últimas fases de deformación alpinas y afectan a otras estructuras mayores preexistentes, también post-metamórficas, como son las de corrimiento. Estas estructuras quedan definidas por superficies, no siempre visibles, truncaduras estructurales o por la formación de rocas cataclásticas, como es común en las translaciones que tienen lugar a poca profundidad y a relativamente baja temperatura. Los efectos cataclásticos son particularmente visibles en algunas áreas donde las rocas se han comportado más frágilmente, como por ejemplo algunas rocas carbonatadas.

ESTRUCTURAS PENETRATIVAS

El Complejo Nevado-Filábride en la Sierra de Baza es actualmente estudiado, desde un punto de vista geológico-estructural, por R. Ramón, de la Universidad de Bilbao. El área estudiada en este trabajo, desde un punto de vista fundamentalmente petroológico, está comprendida en su totalidad en los límites geográficos del trabajo mencionado. Por ello, la descripción que se hace a continuación es esquemática y va solamente encaminada a ilustrar al lector sobre la sucesión de fases de deformación encontradas en cada unidad tectónica y cuales son sus efectos más evidentes.

En cada una de las unidades tectónicas, distinguidas en el capítulo anterior, se ha establecido una

secuencia cronológica de deformaciones. Las fases sucesivas en cada unidad han sido denominadas D₁, D₂, D₃ y D₄, sin que ello implique que, por ejemplo, la fase D₂ reconocida en una unidad sea necesariamente correlacionable con la D₂ en otra. La discusión sobre la equivalencia entre las fases de deformación en ambas unidades se hace al final del capítulo.

En la **Unidad de Charches** todas las deformaciones han sido consideradas de edad alpina. Esta conclusión está basada en dos hechos:

- 1) la comparación entre las estructuras penetrativas del zócalo (formación del Raposo) y las de la cobertera dan resultados semejantes en cuanto a tipo y orientación de las mismas;
- 2) las asociaciones mineralógicas, que han sido formadas durante el metamorfismo alpino, permiten verificar que las relaciones entre las fases de deformación y blastesis son idénticas en ambos conjuntos (zócalo y cobertera).

No obstante, este planteamiento es bastante esquemático. Habida cuenta que los efectos de una misma fase de deformación dependen de las condiciones ambientales en que esa se produjo, no pueden ser, en muchos casos, estrictamente comparables. Por esta razón, como puntualizan PARK (1969) y VERNON (1977), una correlación entre micro y macroestructuras no puede ser efectuada con seguridad. Bajo este punto de vista deben ser consideradas las comparaciones entre macro y microestructuras que se proponen a continuación.

Primera fase de deformación (D₁)

Esta fase de deformación está representada en el área estudiada por macro y micropliegues isoclinales, con una esquistosidad, de plano axial de los mismos, bien desarrollada. Dichos pliegues han podido ser formados en relación con movimientos en la dirección de la esquistosidad. Son frecuentes las variaciones de estilo dependiendo de los materiales afectados. En los más competentes el estilo tiende a hacerse paralelo, en tanto que pliegues isoclinales son comunes en los tramos menos competentes. Estas diferencias de comportamiento son evidentes en los paquetes en los que se repiten alternativamente niveles, de poco grosor, cuarcíticos y metapelíticos.

En algunos casos la superficie de contacto entre materiales de distinta composición puede ser considerado como una S₀. Sin embargo, en la mayor parte de los afloramientos determinadas alternancias son el resultado de transposiciones generalizadas de la estratificación. Esta última estructura es claramente cortada por la S₁ en las charnelas aisladas, por dicho fenómeno, de pliegues isoclinales y es paralela a las superficies axiales de dichos plie-

gues, así como a la S₀ en los flancos de los mismos.

Allí donde se reconocen charnelas P₁ aisladas, la linealidad de intersección de S₁ y S₀, paralela a la dirección B₁, suele ser claramente identificable.

Estos pliegues y la transposición que se produce a favor de la S₁ han podido ser, en gran medida, los responsables de la distribución, bastante irregular y fragmentaria de los afloramientos, sobre todo de los niveles calcáreos y cuarcíticos.

Segunda fase de deformación (D₂)

En esta nueva fase de deformación se producen las estructuras más patentes (aparte de los pliegues de gran radio y fracturas) del área estudiada. Los pliegues de esta fase suelen ser cerrados, aunque las transiciones entre los más francamente abiertos y cerrados son frecuentes. La S₁ está generalmente crenulada en la dirección B₂. Muchos de los pliegues formados en esta fase son asimétricos. En las capas más micáceas se llega a desarrollar una esquistosidad de crenulación (S₂) paralela a las superficies axiales de dichos pliegues. En estos casos, el movimiento que generó los pliegues debió ser una combinación de flexión y deslizamiento (flexural-slip-folds) a favor de superficies planares preexistentes (S₀ y/o S₁).

En un estadio más avanzado del plegamiento, con mayor índice de acortamiento, movimientos en la dirección de la S₂ de crenulación han podido producir los pliegues de estilo similar, con la formación de un bandeo tectónico de cuarzo y mica paralelo a la S₂. En estos casos es difícil reconocer la S₁, la cual es visible en lámina delgada en las charnelas P₂, muchas de las cuales han sido transpuestas por movimientos en la dirección S₂. El desarrollo de esta esquistosidad es, como la de cualquier estructura, dependiente de la competencia de los materiales afectados. Así, la S₂ es muy evidente en los lechos más ricos en mica, mientras que se atenúa o desaparece en las intercalaciones cuarcíticas.

No se ha encontrado en el área estudiada ningún otro sistema conjugado de la esquistosidad de crenulación S₂.

Tercera fase de deformación (D₃)

El desarrollo de pliegues (y a veces esquistosidad) en relación con esta fase es menos generalizada que en las fases anteriores. Así, en muchos afloramientos, los efectos de la tercera fase de deformación son los más evidentes, mientras que en otros sólo se encuentran las estructuras más antiguas.

En el primer caso, las estructuras anteriores —sobre todo las relacionadas con la D₂— aparecen afectadas por una nueva generación de pliegues más

abiertos que los relacionados con la fase D_2 . El estilo de dichos pliegues es paralelo, con transiciones a similar en las capas más ricas en mica. En estos casos se ha producido una nueva esquistosidad de crenulación (menos penetrativa que la S_2) paralela a las superficies axiales de dichos pliegues.

Interferencias de P_2 y P_3 son muy frecuentes y visibles, sobre todo en la muestra de mano. Algunas de las fotografías que acompañan al texto ilustran sobre la relación entre ambas estructuras. En estos casos, la S_1 es sólo identificable en las charnelas de los pliegues P_2 .

Movimientos en la dirección de la S_3 pueden producir rupturas locales de los flancos y desarrollo de superficies de cizalla. Este comportamiento, más frágil en comparación con las fases anteriores, es también evidente en algunos tramos de rocas con silicatos cálcicos, en las que se han producido fracturas en los niveles más competentes y migración del material más plástico hacia los espacios heterocinéticos así creados.

Cuarta fase de deformación (D_4)

En esta fase se han englobado todas las estructuras que deforman a las anteriores. El desarrollo tan irregular de los efectos de esta fase, en el área estudiada, impide una cronología más precisa. Las diferencias de estilo de las estructuras incluidas en esta fase pueden responder a una diferencia de comportamiento del material afectado o a que se trate de efectos relacionados con fases de deformación diferentes. De hecho, algunos de los pliegues de tipo "kink" (como los de la fot. 8, que se han asimilado a la fase D_3), podrían haber sido formados en esta fase, ya que la única referencia cronológica es que afectan a la S_2 .

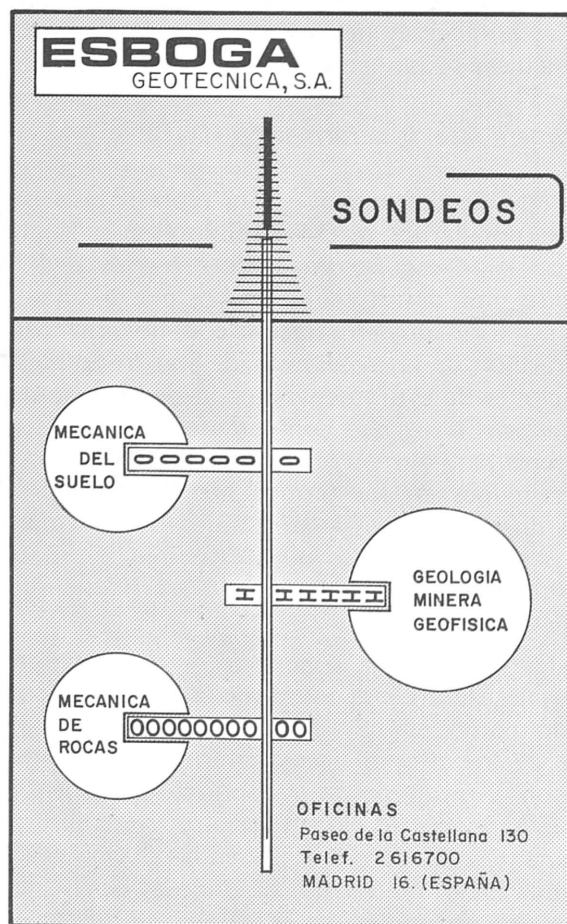
No obstante, algunos de los sistemas conjugados de fractura (D_3), de escasa penetratividad (alrededor del centímetro a varios decímetros) probablemente han sido formados en esta fase. La relación cronológica es más precisa en este caso, a escala microscópica, ya que afecta a minerales cristalizados en la fase estática post- D_3 (p.e. clorita y biotita).

En cualquier caso, esta fase (y en parte la anterior) parecen evidenciar un comportamiento más frágil de los materiales, lo cual puede ser relacionado con una menor profundidad (y menor temperatura) de los materiales durante dichas fases. En el capítulo de petrogénesis se encuentra un intento de explicación de este hecho en el contexto de la evolución del metamorfismo alpino.

En la Unidad de Cerro Bermúdez, la cronología de las fases de deformación ha sido establecida sobre las mismas bases que en la unidad anterior. Las fases D_1 y D_2 son comparables en cuanto a efectos relacionados con ellas. Sin embargo, existen unas

ciertas diferencias en relación con la segunda fase. En este caso, es menos frecuente que se llegue a obliterar la S_1 , ya que los pliegues relacionados con la fase D_2 suelen ser menos apretados en la Unidad de Charches. La esquistosidad de crenulación generada es muy parecida en cuanto a penetratividad a la de la tercera fase en la Unidad de Charches. Es por esta razón por lo que las dificultades cronológicas en este caso, incluso en lámina delgada, son mayores. Sobre todo teniendo en cuenta la menor blastesis de minerales significativos en estas rocas. También es de destacar la tendencia hacia charnelas más agudas en los pliegues P_2 en comparación con la Unidad superior.

Cabe hacer notar la semejanza de número y efectos de las fases de deformación entre estas dos unidades tectónicas. Sin embargo, atribuir a estas deformaciones una edad alpina puede ser equívoco, si la base de esta atribución es solamente la semejanza mencionada. De hecho, existen argumentos de carácter petrológico (algunos de ellos han sido referidos en el apartado anterior y son más extensamente tratados en posteriores capítulos) que pueden hacer pensar en una evolución metamórfica de la Unidad de Cerro Bermúdez en un contexto cortical diferente al que ha implicado a las rocas de la Unidad de Charches.



CARACTERISTICAS MICROSCOPICAS. DATOS QUIMICOS

El criterio de selección de las variedades litológicas que serán extensamente descritas ha sido mixto y basado, sea sobre la frecuencia de estas rocas, sea sobre la riqueza de motivos microestructurales y petrológicos que contienen. Se da la precedencia a las rocas de la cobertera, de manera que sea más fácil analizar los efectos seguramente alpinos.

ROCAS DE COMPOSICION PELITICA Y SEMIPELITICA DE LA COBERTERA

Formación de la Rambla del Agua

Dentro de estos litotipos es posible distinguir variedades que son correlacionables con la composición de la roca original. En general, se trata de variaciones del contenido en SiO_2 que se reflejan en las rocas por distintos valores de la relación cuarzo/mica incolora. Existen diferentes contenidos en otros elementos (Al, Fe, Mg, etc) que dan lugar a la aparición de las distintas asociaciones de minerales encontradas, que se expondrán más adelante.

Los minerales principales que, en relaciones cuantitativas variables, se encuentran en estas rocas son: cuarzo, plagioclasa, micas, granate, cloritoide, distena, estaurolita, anfíbol.

A) Relaciones blastesis-deformación. Datos químicos

El granate es un mineral muy común en estas rocas. Se presentan generalmente fracturas y xenomorfos, salvo en algunas rocas ricas en alúmina en las que son idiomorfos y apenas fracturados. En los tipos más ricos en cuarzo, las inclusiones de este mineral son tan numerosas que el aspecto del granate llega a ser esquelético. Las fracturas son de tipo tensional (foto núm. 2) por lo general irregulares y sin continuidad con la matriz que rodea los cristales. Estas han sido probablemente producidas por extensión de los cristales en la dirección de la esquistosidad, durante la fase de "flattening" relacionada con D_3 . Contiene generalmente numerosas inclusiones de cuarzo \pm rutilo \pm epidota \pm mena opaca \pm grafito, combinados entre sí de diferente manera según las

variedades de que se trate. Ocasionalmente, entre las inclusiones, son comunes también el anfíbol (eventualmente glaucofana) y/o cloritoide, estaurolita y distena. Estos minerales, en las metapelitas con anfíbol \pm plagioclasa \pm clorita permiten reconocer paragénesis más antiguas en estas rocas, ahora reequilibradas, ya que no se encuentran en la matriz.

Generalmente, las inclusiones de los granates se disponen paralelamente entre sí, dibujando una línea recta o rotacional (a veces incluso en bola de nieve), normalmente discontinua respecto a la S_e . Esta última, es generalmente la S_2 y S principal de la roca. La discontinuidad entre S_i y S_e está producida, en muchos casos, por la rotación postcristalina del granate y aplastamiento de las micas de la matriz alrededor de los peciloblastos. En otros casos, además, por la existencia de una corona, mucho más pobre en inclusiones que el núcleo rotacional. Esto último es interpretado como el resultado textural del crecimiento biestadial del granate, primero en un estadio sincinemático y luego estático. En un único caso, se ha encontrado un cristal con, aparentemente, tres zonas de crecimiento. Las dos más internas, una rotacional, y otra estática, tal como ya han sido descritas, y la última también rotacional.

Aunque no demasiado frecuentemente, la S_i de los peciloblastos de granate muestra una geometría plegada de estilo semejante a los pliegues que han dado lugar a la S_2 (P_2). Esto ha sido interpretado aquí como una evidencia de cristalización estática de granate, posterior a esta fase de deformación (D_2).

Que ha existido crecimiento de granate post- D_2 está corroborado, en opinión de la autora, por la existencia de inclusiones, dentro de los peciloblastos de granate, de otros minerales que han cristalizado durante D_2 e incluso son posteriores a ella (p.e. distena, estaurolita, rutilo transformado a ilmenita, etc).

Un último aspecto textural del granate es la textura en atolón. Dicha textura, que suele ser interpretada como una transformación de los núcleos de los granates, en las rocas estudiadas presenta unas características que sugieren que ha podido formarse por un crecimiento estático y centrípeto (del borde al centro de los cristales) del granate. Aparte del idiomorfismo de las coronas de granate, la característica textural más de acuerdo con esta hipótesis es la continuidad de las micas incoloras de la matriz con las que ocupan las zonas internas de las coronas. Crecimiento de granates de este tipo ha sido observado e interpretado del mismo modo por ROSENBUSCH (1923), JUSTIN-VISENTIN y ZANETTIN (1965) y GREGNANIN y SASSI (1966). Asimismo, SMULIKOWSKI (1964) señala granates de es-

tas características texturales en eclogitas, interpretándolos como el resultado de una "granatización" tardía.

Es interesante hacer notar que, como se puede observar en las fotografías, esta neoblastesis de granate se ha producido posteriormente a micas incoloras miméticas o desorientadas con respecto a la esquistosidad más patente (S_2). Parece lógico suponer, por tanto, que el crecimiento centrípeto del granate ha podido producirse con posterioridad a la fase de deformación D_3 , sobre todo si se tiene en cuenta la falta de texturas de deformación de estos cristales.

Blastesis de granate, en relación con la fase de deformación D_1 , está apoyada texturalmente por pequeños cristales de este mineral que se encuentran

del área estudiada (1), se pueden encontrar en la tabla 4.1. Los granates analizados son soluciones sólidas, esencialmente ricas en almandino y piropo, con valores que oscilan entre 72 y 81 moles por ciento de almandino y 3 a 19 moles por ciento de piropo. En general, contienen menos del 20 por ciento de moles por ciento de una combinación de espesartita y grossularita. Granates químicamente semejantes a estos son los que se encuentran comúnmente en las series metapelíticas de grado bajo y medio.

La distribución de los cuatro componentes mencionados es generalmente distinta del centro al borde de los cristales. Esta zonación refleja un enriquecimiento de almandino y piropo y concomitante disminución de espesartita y grossularita del centro al

TABLA 4.1

Análisis de microsonda de granates en metapelitas de la cobertera de la Sierra de Charches. El análisis núm. 5 corresponde a la ventana tectónica de Gor

	(1)			(2)			(3)		(4)			(5)		(6)	(7)
	C.261-A			CH.2.12.6			H.155		C.310			GW.7		C.310-A	C.310-B
	medio	centro	borde	centro	medio	borde	centro	borde	centro	medio	borde	centro	medio	homogéneo	homogéneo
SiO ₂	36.83	36.63	36.48	35.35	34.20	33.91	36.47	37.75	37.22	37.11	38.80	36.86	36.86	38.60	38.93
Al ₂ O ₃	21.57	21.20	21.53	21.35	22.79	23.36	20.82	20.64	22.12	21.63	21.63	21.85	21.65	21.71	21.64
FeO	32.16	33.72	34.81	34.42	35.35	36.41	32.73	35.90	33.63	35.17	34.25	31.28	31.75	34.23	31.41
MnO	0.37	0.67	0.07	1.29	1.10	0.69	2.01	0.18	0.36	0.38	0.40	1.35	0.59	0.40	0.34
MgO	2.56	2.09	5.10	1.96	2.04	2.07	1.91	3.67	3.37	3.99	2.17	0.79	1.17	2.01	3.61
CaO	6.55	5.50	2.00	5.63	4.52	3.42	5.33	1.85	3.27	1.68	2.68	7.87	7.94	3.05	4.07
Alm.	71.5	73.9	75.0	74.3	77.2	80.3	72.8	80.0	76.2	78.7	81.9	71.0	71.2	81.12	72.4
Pir.	8.2	9.9	19.5	7.4	7.9	8.1	7.5	14.6	13.6	15.8	9.1	3.1	4.7	8.5	14.7
Esp.	1.4	0.8	0.1	2.8	2.3	1.6	4.5	0.3	0.8	0.8	0.9	3.1	1.3	1.0	0.8
Gros.	18.9	15.4	5.4	15.5	12.6	10.0	15.2	5.2	9.4	4.7	8.1	22.8	22.8	9.2	12.0

englobados por distena y estauroлита, cristalizadas ambas con posterioridad a la D_2 . En estos peciloblastos existen, además de inclusiones de granate, otras de grafito que se disponen siguiendo una geometría lineal. Estas S_1 que pueden ser correlacionadas con S_2 , suelen rodear los cristales idiomorfos de granate, lo que permite suponer que se ha producido recristalización de granate pre- D_2 . En resumen, las características texturales de los cristales de granate indican que ha cristalizado en todas las fases de blastesis alpinas.

Datos químicos

Los resultados de los análisis microsonda de los granates, en las series metapelíticas de la cobertera

borde. Estas relaciones están gráficamente expresadas en la fig. 4.1. En ella, las variaciones de cada componente son claramente visibles.

Las fotografías de microsonda ("scanning pictures") ilustran sobre las variaciones de composición de dos granates (no incluidos en la tabla), en los cuales es evidente, sobre todo, la disminución de CaO y MnO del centro a los bordes de los cristales.

Como se puede observar en las fotografías de los cristales de granate 1 y 5, estos son homogéneos,

(1) Se incluyen en este apartado los datos de los granates de la Formación de las Piletas, habida cuenta de la similitud química con los de la Formación de la Rambla del Agua. Se incluye, además, el análisis de un granate de metapelitas comparables a las de la última formación, en la Ventana Tectónica de Gor.

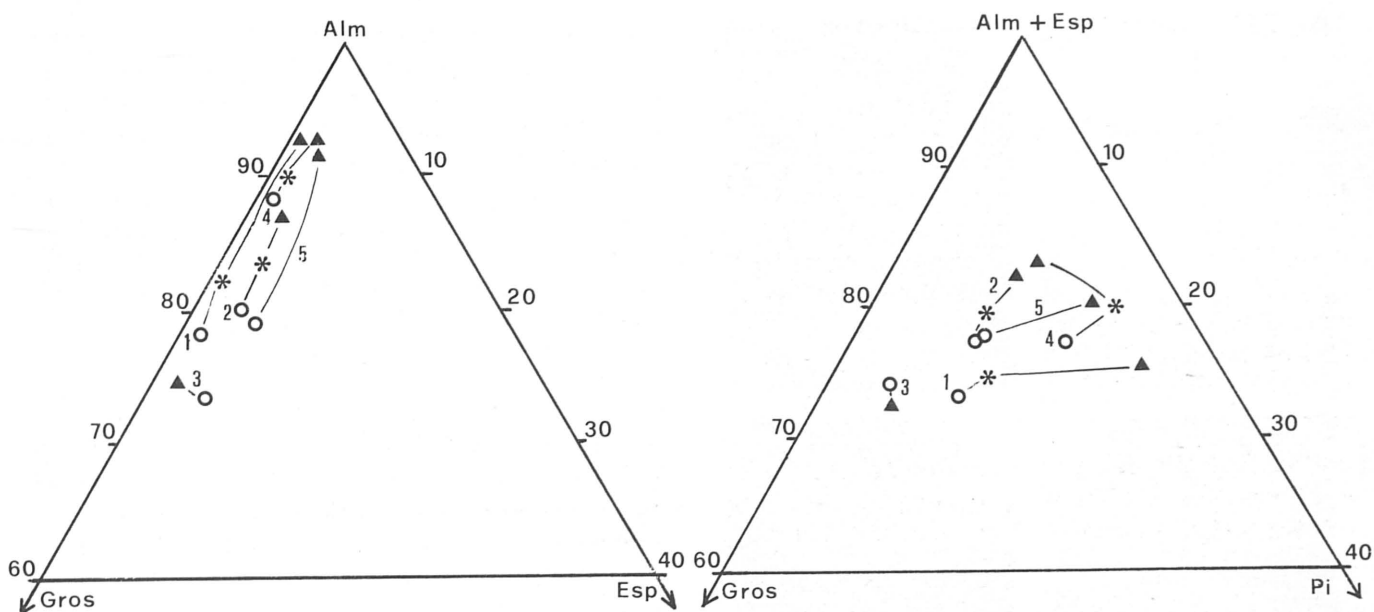


Figura 4.1

Evolución química de los granates durante el metamorfismo alpino, en las metapelitas de la cobertera de la Unidad de Charches. Los análisis químicos respectivos están incluidos en la tabla 4.1. Círculos = centros de los cristales; asteriscos = zona media; triángulos = bordes.

en el sentido de que no existen diferencias texturales entre las zonas de diferente composición química. En algunos de los granates de la tabla 4.1. (análisis 1, 2 y 3) el cambio de composición coincide texturalmente con una zona que delimita un núcleo, generalmente rotacional o más rico en inclusiones, y una aureola xenomorfa. En los granates de los análisis 1, 2 y 4 es evidente que existen diferentes valores de los componentes fundamentales del granate en la zona media del cristal en relación con el borde y núcleo. Los análisis 6 y 7 corresponden a dos granates con textura en atolón. Estos han sido fotografiados en la microsonda sin que se haya podido detectar zonación alguna. Estos granates son texturalmente muy semejantes al de la fotografía 2. Los puntos analizados han sido tres (centro, medio y borde) y el resultado en todos ellos es prácticamente idéntico. Esto parece sugerir que el crecimiento del granate, a diferencia de los anteriores, se ha producido probablemente en una misma fase de blastesis, lo que está de acuerdo con las observaciones petrográficas descritas en las páginas anteriores.

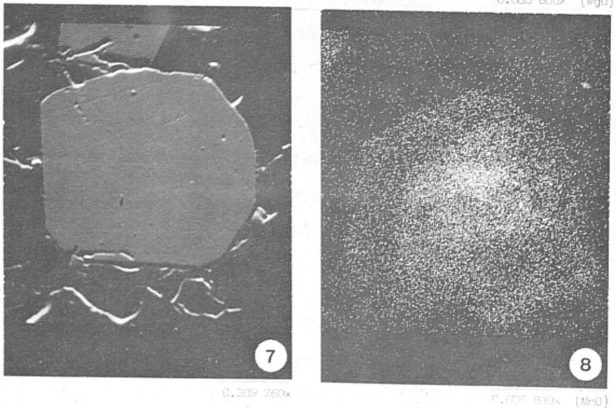
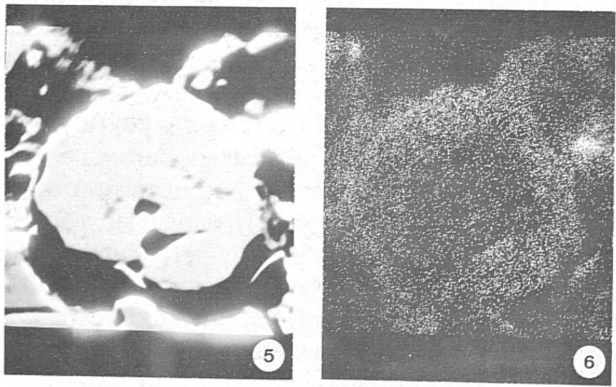
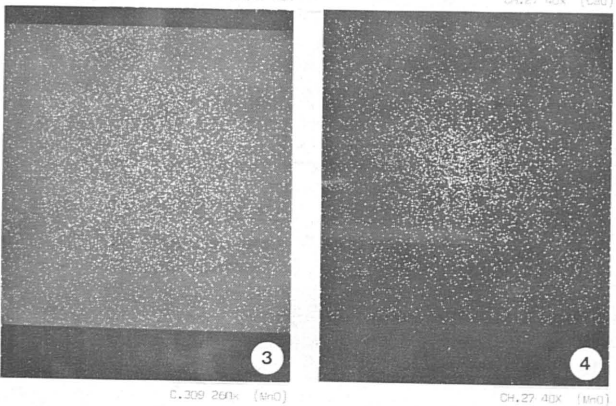
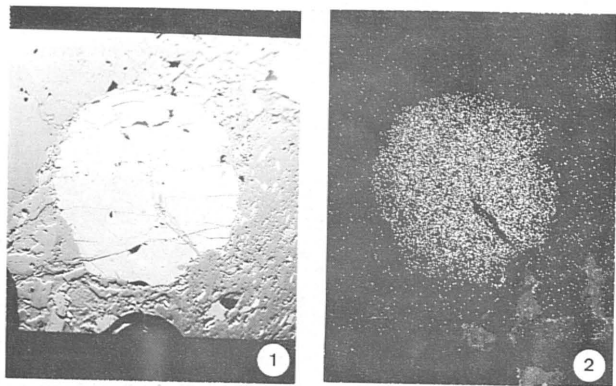
El **cloritoide** es uno de los minerales más abundantes en las metapelitas estudiadas. Sus características ópticas permiten diferenciar dos variedades en lo que a pleocroísmo se refiere. La variedad menos frecuente es muy coloreada (**otrelita**), el más común es mucho más pálido, incluso incoloro.

a) El cloritoide poco coloreado se presenta generalmente con numerosas inclusiones de cuarzo \pm rutilo (\pm ilmenita) \pm grafito. En las rocas en las que es

posible distinguir claramente la S_1 de la S_2 se puede comprobar que la mayor parte de los cristales de cloritoide han crecido posteriormente a la formación de la esquistosidad princicrónico con esa misma fase de deformación (D_2). El crecimiento post- S_2 ha sido reconocido gracias a la textura helicítica del cloritoide, que suele englobar una $S_1 = S_e$ recta o plegada similarmente, con el mismo estilo de los pliegues que en la matriz dan lugar a S_2 . El crecimiento sincrónico es posible detectarlo gracias a la forma rotacional de las inclusiones en algunos peciloblastos. Las fotografías que acompañan al texto ilustran algunas de estas características texturales.

Los peciloblastos de cloritoide demuestran haber sufrido las deformaciones D_3 y D_4 por la existencia, en muchos de ellos, de extinción ondulante, pliegues compatibles con D_3 , y amigdalamientos entre superficies de discontinuidad relacionadas con la S_3 de fractura (D_4).

No existen en las rocas estudiadas características texturales que permitan reconocer, inequívocamente, que se ha producido crecimiento de cloritoide en fases anteriores a la D_2 . Esto mismo ocurre con respecto a su posible cristalización en la fase D_3 . Es evidente que el cloritoide se inestabiliza en un determinado momento de la historia metamórfica alpina, momento que corresponde a la fase de blastesis post- D_2 , ya que se transforma en otros minerales. Sin embargo, el hecho de que sean relativamente frecuentes los cristales de cloritoide que contienen inclusiones de minerales formados con



1, 2 y 4. Variación de la composición del centro al borde, para el MnO y CaO, del granate de la fotografía nº 1. 3 y 7. Granates homogéneos. 5, 6 y 7. Variaciones de la composición (MgO y MnO) del borde al centro del granate de la fotografía nº 5.

posterioridad a la fase sin-D₂, así como la existencia de pequeños cristales transversos a las charnelas de pliegues P₃, inclinan a proponer una nueva recristalización de cloritoide en relación con la tercera fase de deformación alpina.

Es frecuente encontrar los peciloblastos de cloritoide parcial o totalmente "pseudomorfizados" por mica incolora con textura decusada; o bien, por clorita y/o biotita.

b) Esta variedad de cloritoide (**otrelita**), se encuentra en rocas muy ricas en epidota y/o mena opaca (magnetita/hematitas) y es mucho menos abundante que la variedad anterior. Constituye cristales hipidiomorfos que contienen abundantes inclusiones de mena opaca, rutilo y, sobre todo, de **deerita**, concentradas estas últimas, generalmente, en las zonas centrales de los cristales (foto 6).

Por lo que se refiere a la relación blastesis-deformación, las texturas de este mineral son bastante claras al respecto, como para que se pueda hacer un análisis suficientemente detallado. Existen dos tipos de situaciones texturales, encontradas en rocas diferentes:

a.1.) la primera de ellas está representada por cristales de cloritoide muy alargados, que se disponen con su longitud mayor paralela a las superficies de foliación S₂ (S principal) y que mimetizan localmente charnelas de pliegues isoclinales (P₂). En las charnelas de los pliegues formados en la fase de deformación D₃ se encuentran claramente doblados. Recristalización de cloritoide, en la fase estática posterior a D₂, es también evidente.

a.2.) la segunda situación textural, algo más controvertible que la anterior, está representada por peciloblastos desorientados con respecto a la esquistosidad principal (S₂), pero evidentemente anteriores a los pliegues formados en la fase de deformación D₃. Es en este tipo de cristales en los que se concentran exclusivamente los cristales de deerita. Evidencias de blastesis post-D₂ y anteriores a D₃ son claras en las fotografías 3 y 5. Obsérvese la continuidad de la S_i con la S_e (S₂).

Solo esta variedad de cloritoide se ha formado en rocas en las que existe, además, anfíbol. La superficie de contacto entre ambos minerales no presenta signos texturales de reemplazamiento. Esta singular asociación, en las rocas del área estudiada, lo es aún más cuando se observan las características de los cristales de anfíbol. Generalmente presentan la parte central constituida por una simplectita, de características y composición idénticas a las que, en las metabasitas, se produce por la transformación de onfacita durante la segunda fase metamórfica alpina. Con posterioridad, esta simplectita ha sido englobada (¿o recristalizada?) por anfíbol, de características semejantes al de estos agregados, y por cloritoide.

Compañía General de Sondeos, s.a. • En Prospección de
Recursos Naturales • Geología • Exploración Minera
Rocas Industriales • Exploración de Recursos Energé-
ticos • Recursos Hidráulicos • Geotermia • Geotecnia
Estudios Económicos
Corazón de Maria 15 Madrid 2 Tel. 416 85 50
Portal de Castilla 46 Vitoria Tel. 22 36 04

M. AGUILAR TOMAS (Dr. Geológicas)
J. F. ALBERT BELTRAN (Dr. Geológicas)
M. ALONSO GARCIA (Ldo. Geológicas)
R. ANGLADA GÓMEZ (Ing. Tco. Minas)
J. A. ANTON PLAZA (Ldo. Físicas)
E. ARAGONES VALLS (Ldo. Geológicas)
F. BABIANO GONZALEZ (Ing. Minas)
A. BALBOA RODRIGUEZ (Ldo. Químicas)
J. BARAT CASCANTE (Ing. Minas)
A. BATLLE GARGALLO (Ldo. Geológicas)
D. BUENO CASTELLOTE (Ing. Minas)
A. CANICIO ALBACAR (Ldo. Geológicas)

F. CARRERAS SUAREZ (Ldo. Geológicas)
F. CASTRO OCHOA (Ing. Tco. Topógrafos)
J. L. COULLAUT SAENZ (Ing. Minas)
V. CRESPO LARA (Ldo. Geológicas)
A. CRESPO DE SANTOS (Ing. Minas)
R. DIAZ TEJERO (Dr. Ing. Minas)
(Consejero Delegado)
A. ESQUINAS GARCIA (Ing. Tco. Minas)
C. FELGUEROSO COPPEL (Dr. Ing. Minas)
J. R. FERNANDEZ ARECES (Ing. Tco. Minas)
J. FERNANDEZ CARRASCO (Ldo. Geológicas)
A. FERNANDEZ LARA (Ing. Tco. Industrial)

J. GALACHE CORTES (Ing. Tco. Minas)
J. A. GALVEZ GARCIA (Ing. Minas)
M.ª C. GARCIA DOMINGUEZ (Ing. Tco. Minas)
P. GARCIA MORILLA (Ing. Tco. Minas)
D. GARCIA PARRA (Ing. Tco. Topógrafos)
B. GARCIA SINTAS (Dr. Ing. Minas)
A. GARCIA VILLAR (Ldo. Geológicas)
G. GIANNINI MAFFEI (Dr. Geológicas)
A. GRANDA SANZ (Ing. Minas)
F. GUTIERREZ CLIMENT (Ing. Minas)
A. HERNANDEZ SAMANIEGO (Ldo. Geológicas)
E. HERNANDO TORNAJUNO (Ing. Tco. Minas)

M.ª C. LEAL MARTINEZ (Ldo. Geológicas)
J. E. LOPEZ SOPENA (Ing. Tco. Minas)
L. LOPEZ VILCHES (Ing. Minas y L. G.)
P. LLAMAZARES FERRERAS (Ldo. Geológicas)
J. M.ª MARTIN ALAFONT (Ldo. Geológicas)
D. MARTIN SOSA (Ing. Tco. Minas)
J. M. MARTIN VIVALDI (Ldo. Geológicas)
C. MUÑOZ BARAGANO (Ing. Minas)
S. NIÑEROLA PLA (Ldo. Geológicas)
J. OLIVARES TALENS (Ldo. Geológicas)
A. OLIVE DAVO (Ldo. Geológicas)
P. DEL OLMO ZAMORA (Ldo. Geológicas)

P. ORMAZABAL UNZUE (Ldo. Químicas)
J. M. PORTERO GARCIA (Ldo. Geológicas)
J. RAMIREZ DEL POZO (Dr. Geológicas)
J. L. REYES GARCIA (Ldo. Geológicas)
J. ROBEDO SANCHEZ (Ldo. Geológicas)
A. RODRIGUEZ PARADINAS (Dr. Ing. Minas)
J. L. RUIZ LOPEZ (Ldo. Geológicas)
J. G. SALAZAR RODRIGUEZ (Ing. Tco. Minas)
J. TORRENS PLA (Ldo. Geológicas)
E. VILLANUEVA MARTINEZ (Ing. Tco. Minas)
R. VILLAVIEJA CASTELLOTE (Ing. Minas)
J. VILLOTA LACORT (Ing. Minas)

En cuanto a la formación de cloritoide durante la primera fase metamórfica alpina, no existe, en estas rocas, ningún rasgo textural que lo indique. A título de hipótesis, las zonas centrales de los cristales que incluyen deerita (formada sin duda en aquella fase) podrían ser asimilables a la fase estática post-D₁, aunque una cristalización pre-D₂ no puede ser descartada. Si es cierta la primera suposición, cloritoide y onfacita formarían una asociación estable durante la primera fase metamórfica alpina. Esta asociación ha sido encontrada también (aunque no en contacto) en algunas rocas de composición básica.

Datos químicos

Las dos variedades de cloritoide descritas han sido analizadas por microsonda, con los resultados que se exponen en la tabla 4.2. Como se puede observar, existen diferencias notables de composición, en lo que se refiere al contenido en MgO, entre las dos variedades diferenciadas ópticamente. La más magnésica corresponde a la otreilita (tipo b), en tanto que la variedad menos coloreada y el que se encuentra en las rocas grafitosas son prácticamente idénticos.

No son demasiado comunes las referencias, en la

literatura conocida por la autora, de cloritoides con un contenido en MgO tan elevado (HALFER-DAHL, 1961). De hecho, los trabajos experimentales publicados sobre este material, excepto los de HOSCHECK (1967), están exclusivamente basados sobre las variedades más ricas en hierro. Dicho autor, no llega a una conclusión definitiva sobre si existen o no diferentes campos de estabilidad termodinámica entre ambos tipos. Sin embargo, GRIEVE y FAWCETT (1974), comentan, especulativamente, la influencia del MgO como componente adicional en el sistema FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-O₂, indicando que dicha influencia debe depender del reparto de MgO entre las distintas fases ferromagnesianas coexistentes. No obstante, afirman que el aumento en MgO contribuye a bajar el límite de estabilidad térmica del cloritoide.

Esta deducción va bien de acuerdo con las observaciones petrográficas, en el sentido de que, los cloritoides más ricos en MgO, son la variedad más común en las asociaciones mineralógicas formadas durante la primera fase alpina, ha tenido lugar bajo un régimen de presiones bastante elevado y a moderadamente bajas temperaturas.

La **distena** se presenta en peciloblastos hipidiomorfos de dimensiones muy variables (0.05-5 cm). Es muy común asociada con cloritoide, hasta el punto de que son raros los niveles que contienen distena y no cloritoide. Gran parte de las características mencionadas para el cloritoide y granate son perfectamente válidas para la distena, por lo que en la descripción siguiente se especificarán solamente aquellos caracteres en que se diferencian.

Son mucho menos frecuentes las inclusiones de cualquier naturaleza dentro de ella, por lo que el análisis textural en relación con las fases de deformación presenta mayores dificultades. A pesar de ello, se reconocen cristales rotacionales o helicíticos, cristalizados durante y con posterioridad a la D₂ respectivamente. Los peciloblastos de distena presentan, además las mismas características de mineral precinemático a D₃ y D₄ que el granate y cloritoide. De hecho, se encuentran, aunque raramente, cristales de distena que engloban pliegues asimilables a P₂ que, a veces, son más abiertos que los de la matriz.

Cabe indicar aquí que, en algunos casos, las relaciones texturales sugieren que se han formado pequeños neoblastos de distena (de algunas décimas de milímetro) a partir de la mica incolora que sustituye parcialmente a algunos peciloblastos de estauroilita. Estos pequeños cristales han debido formarse en una fase de blastesis relacionada con D₃. Por ello, como en el caso del cloritoide se propone, una neoblastesis de distena en la fase tercera de metamorfismo.

La **estauroilita** se presenta en peciloblastos xenomor-

TABLA 4.2

Análisis químicos de cloritoides (microsonda)

	1	2	3	4	5
SiO ₂	28.45	27.77	24.16	31.92	30.23
TiO ₂	0.04	0.06	0.04	0.07	0.08
Al ₂ O ₃	41.65	42.10	46.55	39.71	38.44
FeO *	22.31	22.81	23.60	24.53	28.82
MnO	0.42	0.44	0.96	0.06	0.07
MgO	7.14	6.85	4.78	3.66	2.31
CaO	0.01	0.06	0.03	0.03	0.01
Na ₂ O	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03
Total	100.03	100.11	100.14	100.01	99.99

FeO* hierro total

1. (C. 561). F. Rambla del Agua. Variedad fuertemente coloreada
2. (C. 173). F. de las Piletas. Variedad fuertemente coloreada
3. (SB. 12). F. Rambla del Agua. Variedad fuertemente coloreada
4. (2.12.6). F. Rambla del Agua. Variedad poco coloreada
5. (2.12.4). F. de las Piletas. Variedad poco coloreada en rocas con grafito

fos de menor tamaño que el de cloritoide y distena, generalmente del orden de un milímetro. El tipo de inclusiones y la distribución de ellas en el interior de los cristales es prácticamente idéntica a la descrita para el cloritoide. La interpretación textural, por tanto, es semejante a la de aquél. Este tipo de relaciones se ilustran en las fotografías que acompañan al texto. Hecho particularmente interesante es la coexistencia estable de cristales de estauroлита—cloritoide y estauroлита—distena, en contacto directo y con la interfase limpia y recta.

También la estauroлита, pero en este caso mucho más claramente, ha cristalizado en relación con la fase de blastesis estática que postdata la deformación D_3 . En este caso, dicho mineral muestra evidencias texturales de que ha cristalizado a partir de los peciloblastos, previamente transformados a biotita, de cloritoide. El carácter helicítico con respecto a la esquistosidad principal (S_2), la ausencia de "flattening" en torno a ellos y la local recristalización de pequeños cristales transversos a las charnelas de pliegues P_3 , son las características texturales más llamativas.

El **anfíbol** se encuentra en cantidades variables en las metapelitas más ricas en Fe y más pobres en alúmina además de, obviamente, en las anfíbolitas. Se encuentra asociado a los minerales comunes en las metapelitas sin excluir, aunque muy raramente, a la distena. Se presenta en peciloblastos de dimensiones que varían entre 0.1-2 cm de longitud mayor, contenidos en las superficies de esquistosidad.

Las inclusiones más comunes son de cuarzo, rutilo, a veces parcialmente transformado en ilmenita, y epidota. Eventualmente se encuentran pequeños cristales de granate. Dichas inclusiones se disponen orientadas paralelamente entre sí (S_1) rectas o dibujando pliegues semejantes a los que, en la matriz, han producido la S_2 .

Que han sido afectados por la D_3 parece fuera de duda, si se tiene en cuenta que los pliegues formados en esta fase doblan a los cristales de anfíbol en las charnelas. Por el contrario, blastesis de este mineral anterior a la fase D_2 no está texturalmente clara. Sólo en algunas láminas delgadas pliegues asimilables a la D_2 parecen afectar a los cristales de anfíbol.

La **plagioclasa** constituye peciloblastos xenomorfos, redondeados o con formas elipsoidales, sin marcar, salvo raras excepciones. Se presentan distribuidos homogéneamente o formando bandas enriquecidas en este mineral. En todos los casos la plagioclasa muestra claramente haber sustituido a la mica incolora potásica.

En cuanto a las relaciones cristalización/deformación existen los siguientes casos:

a) Peciloblastos rotacionales

- b) Peciloblastos helicíticos, sea respecto a S_2 , sea respecto a P_2
c) Peciloblastos helicíticos respecto a los pliegues P_3 y a los halos de "flattening" en relación con D_3

Los peciloblastos de los tipos a y b han sido afectados por la fase de "flattening" relacionada con D_3 ; en tales casos están claramente afectados por los P_3 . Los peciloblastos de tipo c muestran claramente que no han sido afectados por dicha fase por lo que la continuidad entre S_i y S_e (S_2) es perfecta, aun en la zona de la charnela de los pliegues P_3 . En otros casos, han recristalizado en los halos de "flattening" (D_3 de otros peciloblastos (p.e. granate). Por lo que se refiere a la composición de la plagioclasa, ésta es variable a lo largo de la historia metamórfica alpina, ya que son relativamente comunes los peciloblastos zonados, con núcleos de composición próxima a la albíta pura y borde de oligoclasa. Este tipo de zonación se encuentra tanto en los peciloblastos helicíticos de D_3 como en los anteriores. Por esta razón, no es fácil correlacionar el crecimiento del borde oligoclásico más que con esta fase. Sin embargo, es lógico suponer que también en la fase de blastesis post- D_2 se produjera un crecimiento semejante, ligado al aumento de temperatura que dio lugar a la formación de estauroлита. Un caso singular, que confirma esta conclusión, es la de un cristal con tres zonas recurrentes, en el cual el núcleo y el borde son de composición albítica y la zona intermedia de oligoclasa.

La **clorita**, como la mica incolora y el cuarzo, está presente prácticamente en todas las asociaciones. Aparentemente se ha mantenido estable durante toda la historia metamórfica alpina, aunque ha sufrido sucesivas recristalizaciones. Algunos de los estadios de crecimiento de la clorita han quedado reflejados en las rocas por un carácter textural particular.

En algunas láminas la recristalización de la clorita parece estar condicionada a la existencia de superficies de fractura relacionadas con la D_3 ; o bien se dispone siguiendo los planos axiales de los pliegues P_3 . La clorita es, por último, el mineral más frecuente reemplazando peciloblastos de fémicos preexistentes.

La **biotita** en los lechos lepidoblásticos es mucho menos abundante que la clorita, aunque en algunas rocas es el único filosilicato fémico. Como la clorita es helicítica de charnelas asimilables a la D_3 .

En las rocas bandeadas, o relativamente pobres en mica, muestra una cierta tendencia a cristalizar en las bandas más ricas en cuarzo. En esos casos se forman pequeños cristalillos idiomorfos de biotita en las zonas de más alta energía, esto es, entre los bordes de los cristales de cuarzo con textura granoblástica.

TABLA 4.3

Análisis químicos (microsonda) de biotitas de la cobertera

	1 CH.27	2 2.12.6(1)	3 H.155	4 H.125
SiO ₂	36.77	36.28	36.16	36.49
TiO ₂	1.27	1.52	1.66	1.57
Al ₂ O ₃	18.44	19.99	19.56	19.89
FeO *	24.24	23.14	22.26	23.73
MnO	—	—	—	—
MgO	12.72	12.72	12.59	10.20
K ₂ O	7.24	7.54	7.42	7.58
Total	100.68	101.19	99.65	99.46

FeO * hierro total

Fórmula estructural basada en 22 oxígenos

Si	5.324	5.207	5.249	5.337
Al	2.676	2.793	2.751	2.663
	8.000	8.000	8.000	8.000
Al	0.473	0.586	0.597	0.766
Fe	2.932	2.776	2.703	2.902
Mg	2.749	2.724	2.720	2.225
Ti	0.139	0.164	0.183	0.176
	6.293	6.250	6.203	6.069
K	1.340	1.380	1.378	1.406
Mg/Fe _{biot.}	0.935	0.979	1.008	0.767
Mg/Fe _{gran.}	0.181	0.176	0.182	0.150

Datos químicos

Cuatro biotitas coexistentes con granate han sido analizadas químicamente por medio de la microsonda. Los resultados analíticos y la fórmula estructural se muestran en la tabla 4.3. Además, se han analizado parcialmente (MgO y FeO) los granates en contacto con ellas con objeto de calcular los coeficientes de reparto del Fe y Mg para ambos minerales. Los resultados se incluyen también en dicha tabla.

Como puede observarse, se trata de biotitas con bajo contenido en Al₂O₃ y ricas en FeO (total). Los valores de K₂O, dentro de los límites aceptables, son, por otra parte, relativamente bajos.

La mica incolora, componente mayoritario de las rocas de esta composición y responsable fundamental de la esquistosidad, muestra evidencias texturales de recristalización metamórfica durante toda la historia alpina. Así:

- se encuentra como relicto de la esquistosidad más antigua (S₁) en la matriz o en peciloblastos;
- forma la esquistosidad principal (S₂);

y aparece en cristales desorientados respecto a ella.

Esta última fase de recristalización es importante, no sólo por los efectos texturales de desequilibrio de otros minerales o recristalización de la esquistosidad, sino también porque utilizándola como elemento de referencia ha sido posible un análisis textural más detallado.

La fuerte recristalización de las micas incoloras de la matriz ha producido cristales de mica, de dimensiones relativamente grandes (hasta 1 mm), que están desorientados respecto a la esquistosidad principal. Este fenómeno llega a ser tan importante como para borrar, a veces casi totalmente, la esquistosidad(es) preexistente(s). Se producen también neocristales que mimetizan estas superficies de foliación que, cuando superan ciertos límites, dificulta considerablemente el análisis textural de la roca.

Probablemente al mismo momento metamórfico son atribuibles las láminas de mica incolora que, en agregados con textura decusada, pseudomorfizan los peciloblastos (distena, estauroлита, cloritoide) formados claramente en la fase post-D₂ o anteriores (GOMEZ-PUGNAIRE, 1979).

Las micas incoloras de esta formación han sido ana-

TABLA 4.4

Valores de b₀ de moscovitas de la Formación de la Rambla del Agua.

Grupo 1 Sierra de Charches.

Grupo 2 Ventana tectónica de Gor.

n= número de muestras;

x= valor medio;

s= desviación standard

Grupo 1				Grupo 2			
muestra	b ₀	muestra	b ₀	muestra	b ₀	muestra	b ₀
C. 4	9.009	C. 63	9.014	C.448	9.009	GW. 12	9.021
C. 5	9.014	C. 65	9.007	C.449	9.000	GW. 12A	9.007
C. 7	9.020	C. 66	9.007	C.453	9.012	GW. 55	9.010
C. 8	9.012	C. 67	9.010	C.454	9.020	GW. 65A	9.027
C. 9	9.010	C. 72	9.012	C.455	9.007	WGW.65B	9.007
C.11	9.007	C.332	9.010	C.456	9.010	GW. 73	9.014
C.12	9.007	C.436	9.006	C.497	9.007	GW. 79	9.004
C.13	9.010	C.441	9.004	C.876	8.998	GW.100	9.007
C.14	9.012	C.442	9.020	C.877	9.007	GW.101	9.007
C.15	9.010	C.444	9.012	C.893	9.020		
C.16	9.006	C.446	9.014				
C.38	9.005	C.447	9.007				

n= 43

x= 9.010

s= 0.005

lizadas por difracción de Rayos X con objeto de obtener una medida estadística del parámetro b_0 de dichos filosilicatos. Como se discute en el apartado de petrogénesis, este parámetro permite estimar las condiciones de presión de la segunda fase alpina. Los resultados analíticos se muestran en la tabla 4.4. Estos valores han sido comparados, por medio de la curva de frecuencia acumulativa, con los resultados obtenidos por MARTIN-RAMOS (1977) en rocas, de una unidad tectónica comparable a la que aquí se discute, en Sierra Nevada (Unidad de la Caldera, de PUGA, 1971) (fig. 4.2).

Se incluyen en la tabla, además, los valores de b_0 de moscovitas en algunas rocas, comparables a las de esta formación de la Ventana Tectónica de Gor.

La zoisita se encuentra en cristales idiomorfos, a veces maclados y sin inclusiones (dimensiones del orden de 0,2 mm). Es especialmente abundante en las metapelitas ricas en turmalina, pero se encuentra también en las rocas más ricas en Al_2O_3 . En estas últimas llega a formar nódulos poligranulares de 5-6 cm. Estos nódulos están constituidos casi en un 80 por ciento por zoisita y el resto por granate + cuarzo + pistacita + biotita \pm clorita \pm carbonato. En dichos nódulos, los cristales de zoisita llegan a alcanzar hasta 1 cm de longitud.

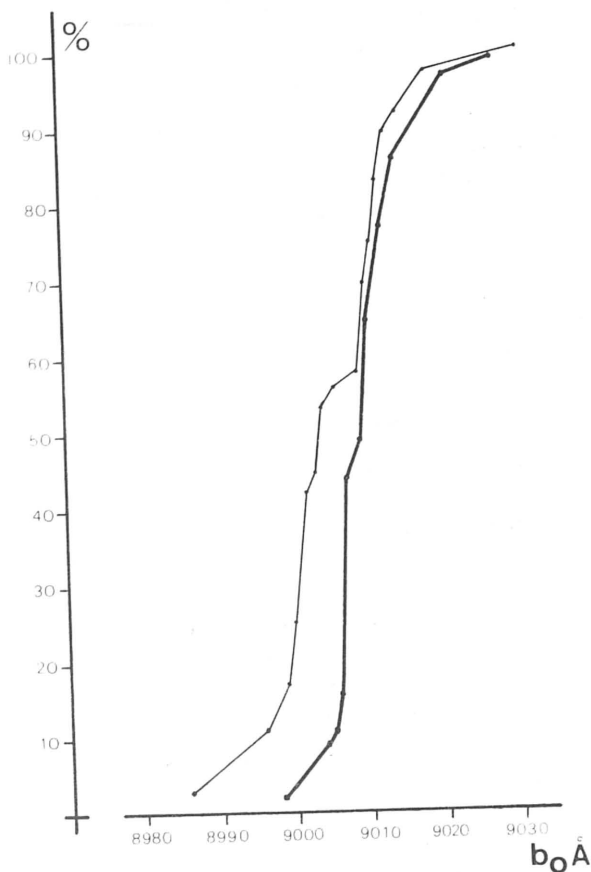


Figura 4.2
Curva de frecuencia acumulativa. En trazo grueso: construida a partir de los datos de la tabla anterior. En trazo fino: datos tomados de MARTIN RAMOS (1977).

Los minerales accesorios más comunes, que se combinan en diferentes proporciones cuantitativas dependiendo de la variedad de composición de que se trate, son grafito, rutilo, epidota (pistacita, alanita, zoisita), turmalina, titanita, mena opaca (ilmenita, magnetita, hematites), carbonato y apatito. Todo ellos con dimensiones medias de 0,1 - 0,3 mm.

La deerita es un mineral extremadamente raro en las series metamórficas de la Sierra de Charches. De hecho, la autora no conoce otra mención de este mineral en el ámbito de las Cordilleras Béticas, más que la que se hace en este trabajo.

La deerita es un silicato monoclinico, particularmente rico en hierro, que fue identificado por primera vez en rocas de California de la Formación Franciscana (AGRELL et al., 1965) y ha sido recientemente sintetizada y estudiada por LANGER et al. (1977). Hay muy pocas menciones de ella en otras áreas alpinas, como en los Alpes (AGRELL y GAY, 1970; BOSQUET, 1974), en Nueva Caledonia (BLACK, 1973) y, por último, en Grecia (SCHLIESTEDT, 1978), siempre en rocas de alta presión. Hasta entonces había sido confundido con menas opacas o con anfíbol rico en hierro (entre otros, ELLEMBERGER, 1958; COLEMAN y PA-PIKE, 1968). De hecho el hábito es muy similar al de un anfíbol. El color es marrón oscuro - negro en secciones gruesas - y no es pleocroico. En las rocas estudiadas se encuentra como inclusiones dentro de peciloblastos de otrelita y muy raramente en la matriz de las mismas rocas (foto 6).

Estas inclusiones no presentan, salvo muy raros casos, orientación preferencial, pero su distribución sí lo es dentro de los cristales de cloritoide, ya que suelen estar siempre concentrados en las partes centrales de los peciloblastos. Esto sugiere una recristalización de cloritoide en dos fases, la segunda de ellas en condiciones P-T fuera de los límites de estabilidad de la deerita. No ha sido posible realizar análisis por difracción de rayos X; los intentos que se han hecho en este sentido han dado resultados negativos, como era de esperar, debido a la poca concentración de este mineral en la roca y a la imposibilidad de separación de los cloritoides que los contienen. Esto último ha dificultado considerablemente el análisis por microsonda, ya que en la mayor parte de los casos la delgadez de las inclusiones de deerita han dejado pasar el haz de electrones a través de ellas. No obstante, ha sido posible determinar uno de los cristales mayores, con el resultado siguiente:

Se incluyen en la tabla anterior tres análisis químicos de deeritas naturales tomadas de BOCQUET y FORETTE (1973), LANGER et al. (1977) y SCHLIESTEDT (1978). Es evidente que el contenido en Al_2O_3 de la deerita analizada en este trabajo es más alto que en los demás ejemplos. Siguiendo la

TABLA 4.5

Análisis químico de deerita (nº 1) y fórmula estructural calculada sobre 50 oxígenos. Los análisis 2, 3 y 4 han sido tomados de la literatura (ver texto)

	1	2	3	4	fórmula estructural	
SiO ₂	33.71	33.60	34.30	32.20	Si	11.727
Al ₂ O ₃	3.58	0.80	0.80	0.60	Al ₃₊	1.463
Fe ₂ O ₃	18.16	23.30	60.20	58.10	Fe ₂₊	4.766
FeO	37.10	38.70	0.09	0.06	Fe	10.486
MnO	0.73	0.20	0.92	0.06	Mn	0.209
MgO	2.47	0.30	3.70	4.27	Mg	1.275
H ₂ O	4.12	4.25	3.70	4.27		
Total	99.57	101.15	99.09	101.00		

terminología de LANGER et al. (op. cit.), podría ser clasificada como un término intermedio de la serie entre la deerita alumínica y la férrica, más próximo a los términos férricos. Los análisis con los que se ha comparado corresponden a términos bastante cercanos a ferri-deeritas puras.

La solución sólida entre ambos extremos es continua, si bien el máximo de solubilidad de Al en la deerita es limitada, no sobrepasando 40 moles por ciento. Esto equivale a un valor máximo del 15 por ciento de Al₂O₃ en las alumino-deeritas ideales, cuya fórmula estructural es como sigue:



De las deeritas descritas hasta el momento en la literatura conocida por la autora, ninguna presenta

un contenido tan alto en alúmina. Por otra parte, la síntesis de este mineral ha sido realizada para deeritas férricas (ver LANGER et al., op. cit.). En estos experimentos la deerita alumínica pura ha resultado no ser estable en las condiciones impuestas al sistema FeO-Fe₂O₃-SiO₂-H₂O, del cual forman parte los términos ricos en Fe³⁺.

Por esta razón, las condiciones de estabilidad del mineral en discusión, pueden sufrir variaciones (ver MUIR WOOD 1979), no cuantificables por el momento, cuando los trabajos experimentales sobre dicha solución sólida sean más completos. En este trabajo se toman como válidos los datos actuales sobre el sistema anterior, habida cuenta de que no se trata de un término muy alejado del extremo, rico en Fe³⁺, como se puede observar en la figura 4.3a tomada de LANGER et al. (op. cit.). El trabajo de MUIR WOOD (op. cit.) permite, asimismo, incluir la deerita de la Sierra de Baza en el grupo de las deeritas alpinas diferenciadas por el autor mencionado, las cuales son significativamente más pobres en MnO (fig. 4.3b).

De los datos experimentales se deduce que la deerita es estable a bajas temperaturas y altas presiones, lo que concuerda con el tipo de asociación mineralógica que se encuentra con ella en las rocas estudiadas. Por otra parte, las condiciones de síntesis son mucho más favorables en ambientes oxidantes, por lo que la f_{O₂} parece tener considerable influencia en la estabilidad del mineral. Estos datos concuerdan con el tipo de rocas en las que se encuentra deerita en el área estudiada, ya que, en general, no contienen materia carbonosa y son mucho más ricas en óxidos de hierro (en forma de hematites)

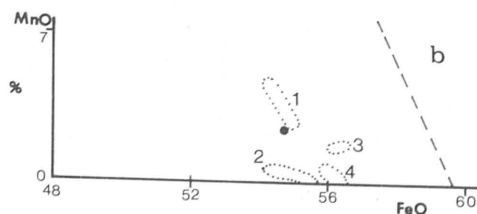
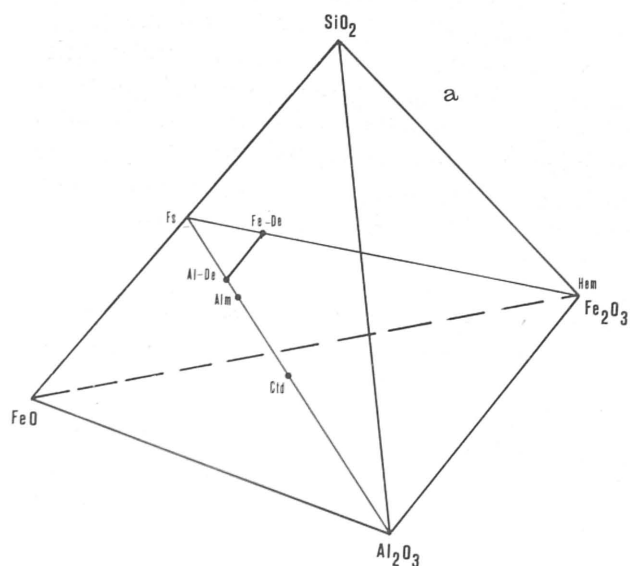


Figura 4.3 (a, b)

(a) Sistema FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-H₂O representado en el tetraedro libre de H₂O, FeO-FeO_{1.5}-AlO_{1.5}-SiO₂. La línea gruesa representa la sustitución Al-Fe³⁺ y conecta los dos hipotéticos miembros finales de la deerita. Fs = ferrosilita; Ctd = cloritoide; Alm = almandino; Hem = hematites; Fe-De = ferrideerita; Al-De = aluminodeerita.

(b) Comparación de la deerita analizada en este trabajo con otras deeritas alpinas. 1: Cervione (Córcega); 2: Termignon (Francia); 3: Salbertrand (Italia); 4: Berth y Ghinivert (Italia). Datos tomados de MUIR WOOD (1979).

que el resto de la secuencia. No obstante, esta dependencia de la f_{O_2} puede hacer más estrechos los márgenes de estabilidad del mineral, lo que, en adición a la poco frecuente composición química de la roca (muy rica en hierro) así como la aún no cuantificada influencia de la P_{H_2O} , explican la rareza de la deerita, no sólo en las series metamórficas estudiadas en este trabajo, sino también en la mayor parte de las áreas conocidas, en las que se ha producido una fase de metamorfismo de alta presión.

Metapelitas de la formación de las piletas

A) Relaciones blástesis-deformación. Datos químicos

Como se puede observar en la figura 2.3. confeccionada a partir de las observaciones macroscópicas, las metapelitas de esta formación constituyen dos tramos fundamentales, desde el punto de vista de su posición estratigráfica (A y B en la figura citada). Las metapelitas del tramo inferior, debajo de las rocas carbonatadas (A) son, desde todo punto de vista, muy semejantes a las descritas en la Formación de la Rambla del Agua, aunque, en conjunto, son de composición mineralógica mucho menos variada. Los del tramo superior (B), así como las locales intercalaciones en la parte superior del paquete carbonatado, son diferentes macroscópicamente en lo que se refiere, sobre todo, al bastante menor tamaño de grano.

Estas semejanzas, incluso identidad en muchos casos, justifican que la descripción petrográfica que se hace a continuación sea mucho más sucinta. Solamente se hará una descripción más detallada para destacar eventuales diferencias o algún determinado carácter que ayude a completar el cuadro de la evolución metamórfica alpina.

El **granate**, en casi todas las metapelitas de esta formación, es idéntico al descrito en el apartado anterior. Sin embargo, en algunas rocas ricas en Al_2O_3 , con material carbonoso abundante, son mucho más frecuentes los granates que engloban una S en grafito + rutilo (\pm ilmenita) plegada. Estos pliegues tienen un estilo similar, idéntico a los que desarrollan la S_2 (P_2) en la matriz que circunda los granates. Este hecho indica que estos minerales han recristalizado estáticamente respecto a la deformación D_2 . En otros casos, los pliegues mencionados se encuentran solamente en el borde de los cristales, mientras que en el centro el material carbonoso no muestra orientación definida. Esta situación textural probablemente refleja un estadio de crecimiento del núcleo del granate en relación con la fase D_1 .

En las metapelitas que se encuentran en el techo del tramo carbonatado (tramo B) los granates son generalmente apenas visibles a simple vista o miden al máximo 0,5 mm. Se encuentran generalmente biotitizados y/o cloritizados y afectados por "flattening" relacionado seguramente con D_3 . Generalmente contienen inclusiones grafitosas que se concentran en los núcleos, dibujando a veces formas rotacionales. Presentan normalmente un borde hipidiomorfo o redondeado, de recrecimiento estático.

El **cloritoide** se presenta también en estas rocas con características texturales de mineral post- D_2 , concretamente, en la fotografía 5, la textura helicítica ($S_1 - S_e$) es clara. Sin embargo, y como en los granates, la norma general es que estén afectados por "flattening" relacionado con D_3 . En estas mismas rocas, la clorita aparece en una posición textural muy semejante a la del cloritoide, con el cual aparece a menudo intercrecida (foto 22).

La **distena** es menos común en las rocas de esta formación que en la Rambla del Agua, en el sentido de que se encuentra restringida en algunos niveles determinados, de poca potencia y extensión, del área estudiada. Sin embargo, las características texturales son idénticas a las descritas en aquella formación. Cabe sólo mencionar que son más frecuentes los peciloblastos de distena que engloban pequeños granates o pliegues similares. Las conclusiones de análisis textural son idénticas a las de las rocas de la Formación de la Rambla del Agua.

La **estauroлита**, al contrario que la distena, es, en la mayor parte de los casos, texturalmente diferente a la ya descrita. Se presenta en cristales relativamente pequeños (como máximo 1 mm) con tendencia al idiomorfismo. No presenta orientación preferencial con respecto a la esquistosidad principal y generalmente corta estas superficies; en otros, pocos casos, están afectados por "flattening" presumiblemente relacionado con la fase D_3 . Apenas presentan inclusiones y suelen estar transformados a mica incolora \pm clorita.

El **anfíbol** se presenta en peciloblastos con características ópticas y químicas semejantes a las ya descritas. Existe, sin embargo, un nivel de rocas con este mineral algo diferente a los de la Rambla del Agua desde ambos puntos de vista. Se trata de un anfíbol verde-azul muy pálido que se presenta en cristales muy alargados, con la máxima longitud contenida en las superficies de esquistosidad, dando lugar a una orientación pnematoblástica muy patente. En los afloramientos donde son visibles P_2 y P_3 , estos últimos pliegan claramente los cristales de anfíbol, mientras que son desorientados (o los mimetizan granoblásticamente) con respecto a los primeros. En estas rocas la relación anfíbol/mica incolora es bastante mayor que en los niveles ante-

riormente descritos. Son frecuentes los cristales rotacionales de la fase de deformación D_2 .

Los peciloblastos de **plagioclasa** se presentan con características idénticas a las rocas de la Formación de la Rambla del Agua. Resumiendo, se trata de unos minerales que, en las rocas donde es posible diferenciar S_1 y S_2 , e incluso los pliegues P_3 , se encuentran en peciloblastos rotacionales (forma de S) de la fase D_2 , helicíticos de ella ($S_i = S_e = S_2$) en las charnelas de los pliegues P_2 —en ambos casos suelen haber desarrollado halos de “flattening”— y, por último, son también helicíticas de los pliegues P_3 .

La **mica incolora** se presenta con las características texturales idénticas a las descritas en las metapelitas de Formación de la Rambla del Agua.

También en estas rocas se han analizado las micas incoloras potásicas por difracción de Rayos X, para la medida del período b_0 de dicho mineral. Los resultados de estos análisis están incluidos en la tabla 4.6. Como en la Formación de la Rambla del Agua, se comparan éstos con los obtenidos por MARTIN-RAMOS (1977). La figura 4.4 muestra las curvas de frecuencia acumulativa obtenidas a partir de ambos grupos de datos.

TABLA 4.6

Valores de b_0 de las micas incoloras potásicas de la Formación de las Piletas

n = número de muestras;
x = media;
s = desviación standard

Grupo 1				Grupo 2			
muestra	b_0	muestra	b_0	muestra	b_0	muestra	b_0
CH. 1	9.007	CH.13	9.020	CH. 24	9.005	C.323	9.007
CH. 2	9.007	CH.14	9.007	CH. 25	9.020	C.324	9.016
CH. 3	9.007	CH.15	9.007	CH. 26	9.007	H.118	9.010
CH. 5	8.997	CH.16	9.007	CH. 27	9.014	H.119	9.010
CH. 6	9.014	CH.17	9.000	C. 272	9.014	H.120	9.010
CH. 7	9.007	CH.18	9.004	C. 273	9.020	H.121	9.016
CH. 8	9.007	CH.19	9.014	C. 274	9.010	H.123	9.007
CH. 9	9.010	CH.20	9.007	C. 275	9.010	H.126	9.014
CH.10	9.017	CH.21	8.984	C. 276	9.010	H.127	9.014
CH.11	9.014	CH.22	9.007	C. 304	9.012	H.360	9.020
CH.12	9.017	CH.23	8.997	C. 306	9.010		

n = 43

x = 9.009

s = 0.006

En la tabla 4.7 se resumen las relaciones blastesis-deformación que se acaban de describir, en las Formaciones de la Rambla del Agua y de las Piletas. Es conveniente especificar que un cuadro de este tipo no puede ser absolutamente representativo de todas las características petrográficas mencionadas.

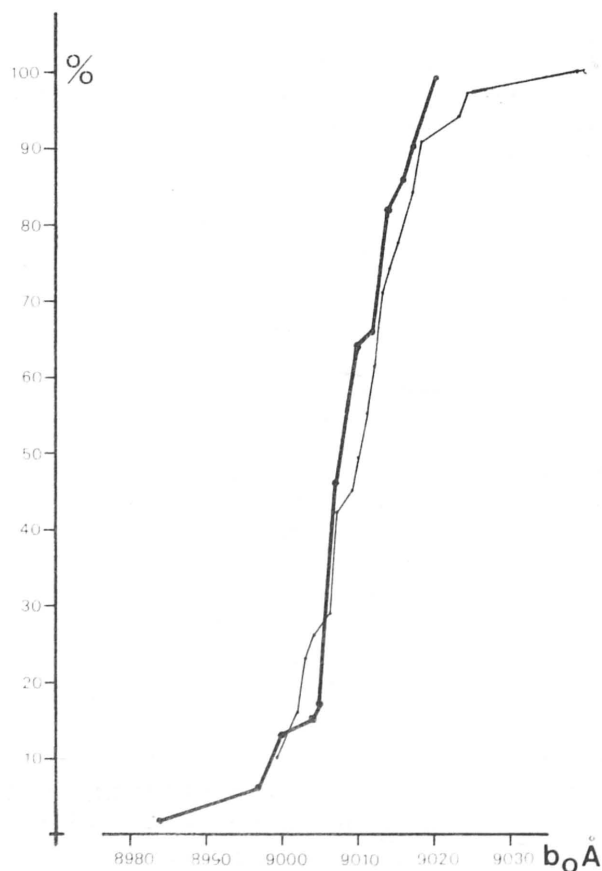


Figura 4.4

Curva de frecuencia acumulativa obtenida a partir de los datos de la tabla anterior (en trazo grueso) y de los de MARTIN-RAMOS (1977) (en trazo fino).

Por otra parte, el hecho de que un mineral no sea incluido en una determinada fase no indica que no se haya formado, sino que, en las rocas estudiadas, no existen argumentos texturales que lo prueben.

Algunos minerales se indican con trazo discontinuo, con ello se pretende representar, que aunque los argumentos texturales que indican su formación en una determinada fase de blastesis no sean indiscutibles, es bastante probable que hayan cristalizado en dicha fase.

Metapelitas de la Formación del Cerro de los Lobos

Las metapelitas de esta formación constituyen un nivel de filitas discontinuo que se encuentra generalmente debajo de las rocas carbonatadas de esta misma formación. La potencia de las rocas en el área estudiada no alcanza, en ningún caso, los 10 m. Son rocas muy poco recrystalizadas y de aspecto bastante masivo, aunque siempre es visible en ellas una foliación penetrativa. Esta estructura es generalmente paralela a los materiales del muro, que, en la mayor parte del área estudiada, suelen ser las metapelitas de la Formación de la Rambla del

TABLA 4.7

Relaciones blastesis-deformación en las metapelitas de las Formaciones de la Rambla del Agua y de Las Piletas

MINERALES	D ₁	post-D ₁	D ₂	post-D ₂	D ₃	post-D ₃
alanita	-----	-----				
albita		-----	-----			
barroisita			-----	-----		
biotita				-----	-----	
clorita	-----	-----	-----		-----	
cloritoide		-----	-----			
deerita	-----				-----	
distena	-----		-----	-----		-----
estaurolita			-----	-----		-----
granate	-----					
glaucofana	-----		-----			
hematites	-----			-----		
ilmenita	-----	-----			-----	
magnetita	-----	-----	-----	-----	-----	-----
mica inc.	-----			-----		-----
oligoclasa						
onfacita	-----		-----			
pistacita	-----		-----			
rutilo	-----		-----			
titanita	-----		-----			
zoisita	-----		-----			

IBERICA DE SONDEOS, SA

SONDEOS

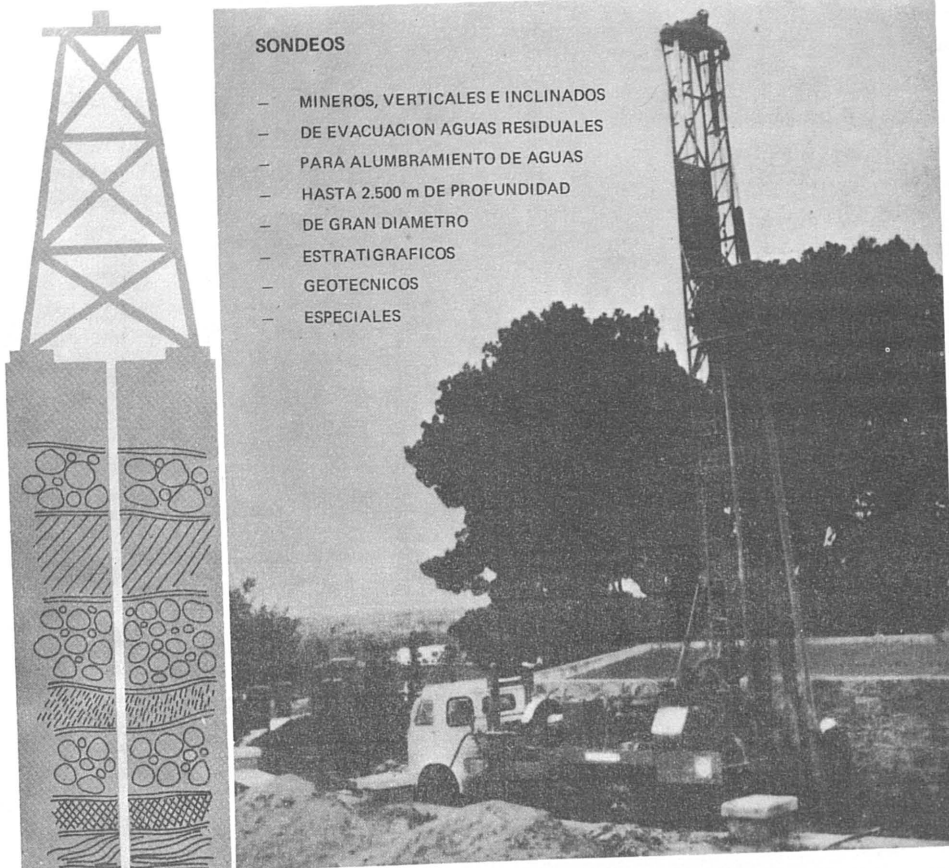
- MINEROS, VERTICALES E INCLINADOS
- DE EVACUACION AGUAS RESIDUALES
- PARA ALUMBRAMIENTO DE AGUAS
- HASTA 2.500 m DE PROFUNDIDAD
- DE GRAN DIAMETRO
- ESTRATIGRAFICOS
- GEOTECNICOS
- ESPECIALES

CENTRAL

López de Hoyos, 13 - 1º
Madrid-6
ESPAÑA

Teléfono (91)

261 08 07 *



Agua. Es también característica de estas rocas su homogeneidad a escala del área estudiada.

A) Relaciones blastesis-deformación. Datos químicos

En lámina delgada son rocas ricas en mica incolora, generalmente con una esquistosidad bien desarrolladas, que está marcada por la orientación plano-paralela de la mica incolora y por pequeños y abundantes cristales de mena opaca (hematites). Prácticamente en todas ellas son visibles las mismas texturas de deformación: una esquistosidad penetrativa, que es correlacionable con la S_2 , la más aparente en las metapelitas infra y suprayacentes. La fase de deformación D_3 ha producido en estas rocas pliegues de amplitud variable, generalmente abiertos y simétricos, desarrollándose localmente una esquistosidad de crenulación medianamente penetrativa. La fase de deformación D_4 produce a veces fracturas plumosas que no pueden ser consideradas como una nueva esquistosidad de fractura.

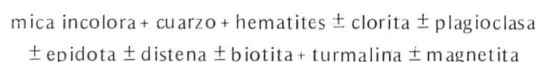
Localmente, es posible encontrar restos de lo que corresponde a una primera foliación (S_1), que ha sido plegada isoclinalmente durante la fase D_2 . Esta orientación preferencial más antigua es posible reconocerla sólo en rocas con abundante mena opaca, morfológicamente orientada, y en las que las texturas relacionadas con las fases de deformación D_3 y D_4 son muy poco evidentes (foto 37). Esta foliación es correlacionable con la fase de deformación D_1 , que produce los mismos efectos texturales en las metapelitas del resto de la cobertera en el área estudiada.

La **plagioclasa** (albita) se presenta en cristales redondeados con características texturales que indican, para una gran parte de ellos, su cristalización estática posterior a la foliación S_2 . En otros casos, más controvertibles, la plagioclasa ha podido recrystalizar con anterioridad a dicha fase. La zonación de algunos de estos peciloblastos (albita, en el centro y oligoclasa en el borde) puede ser correlacionable con el mismo tipo de cambio mineralógico (representado texturalmente de manera idéntica) en las metapelitas del resto de la cobertera, el cual se produce, estáticamente, con posterioridad a la fase D_2 .

La **distena** no es un mineral abundante. Se encuentra en pocos afloramientos pero, en algunos casos, con dimensiones algo mayores que las de los minerales anteriormente mencionados. En ocasiones es difícil de reconocer ópticamente y en algún caso ha sido necesario analizarla químicamente por medio de microsonda. No es clara su relación con las fases de deformación mencionadas, salvo con la fase D_3 la cual produce, en los cristales de mayor tamaño, aplastamiento de las micas de la matriz en torno a ellos (foto 38).

La **clorita** se encuentra en el 90 por ciento de las rocas estudiadas. Generalmente forma cristales del tamaño de la mica incolora e interpenetrados con ella, aunque en algunas rocas, cristales de clorita, idiomorfos y del orden del milímetro de longitud mayor, han cristalizado aproximadamente paralelos a las superficies de foliación S_3 .

En resumen, la asociación de minerales que se encuentra en estas rocas es la siguiente:



Como ha sido deducido de las observaciones texturales anteriormente descritas, tres asociaciones de minerales sucesivas han sido formadas en distintas fases de blástesis, cuyas relaciones con las fases de deformación se esquematizan en el diagrama siguiente:

	D_1	D_2	D_3
mica incolora	(1)		
cuarzo	_____		
hematites/mag.	_____		
plagioclasa	-----		
epidota		_____	
distena		-----	
clorita	_____		
biotita		_____	
turmalina	-----		
magnetita		_____	

NOTA:

La mica (1) representa los cristales desorientados de este mineral que han cristalizado transversos a la esquistosidad principal (S_2).

Con objeto de caracterizar geobarométricamente las filitas de esta formación, 38 muestras han sido analizadas por difracción de Rayos X, para la medida del b_0 de la moscovita (tabla 4.8). Los resultados analíticos mostraron que, como puede verse en la figura 4.5, los valores de dicho parámetro (b_0) eran menores que los de las moscovitas analizadas en otras secuencias metapelíticas de la cobertera y de grado metamórfico comparable (GOMEZ-PUIGNAIRE et al., 1977).

Esta disminución resultó ser debida a la presencia de pirofilita y/o paragonita, minerales que no coexisten con moscovita en las rocas con las que se han comparado. Pirofilita y/o paragonita han sido identificadas en 59 muestras analizadas por Rayos X, utilizando las reflexiones basales. La situación de estas muestras, así como la asociación de filosilicatos presente en ellas, es el motivo de la figura 4.6. En ella se puede observar que la paragonita y la

TABLA 4.8

Valores de los b_o de moscovitas coexistentes con pirofilita y/o paragonita en las filitas de la Formación del Cerro de los Lobos
 n = número de muestras;
 x = valor medio;
 s = desviación standard

Grupo 1				Grupo 2			
muestra	b_o	muestra	b_o	muestra	b_o	muestra	b_o
CH.28	9.001	C. 79	9.000	C.185A	8.992	C.208	8.995
CH.37	9.004	C.119A	8.997	C. 186	8.988	C.209	8.999
CH.40A	8.996	C.124	8.995	C.187	8.987	C.212	8.987
CH.48	9.007	C.146	9.005	C.188	8.994	U. 4	9.005
CH.64	8.994	C.160	8.992	C.191	8.995	U. 5	8.988
CH.73	9.004	C.160B	9.000	C.192	9.001	N. 1	9.004
CH.80	8.996	C.160C	8.997	C.203	8.991	N. 2	9.000
CH.83	9.006	C.177A	8.994	C.204	8.994	T. 1	8.987
CH.87	9.002	C.182	8.987	C.205	8.991		
CH.94R	9.005	C.185	8.995	C.206	8.990		

n = 38

x = 8.996

s = 0.006

pirofilita son coexistentes en la casi totalidad de las muestras (86 por ciento) y la pirofilita se encuentra en un 71 por ciento. Asimismo, esta figura permite comprobar que no existe ninguna localización estratigráfica o estructural preferencial de las muestras en las cuales coexisten los tres filosilicatos.

De estos datos se deduce que la pirofilita y la paragonita son minerales comunes en las filitas de la Formación del Cerro de los Lobos y su coexistencia es exclusiva de este nivel, ya que la pirofilita no ha sido identificada en ninguna otra secuencia analizada de metapelitas de la Sierra de Baza, exceptuando algunos niveles de composición algo especial (rocas pelíticas asociadas al metaconglomerado basal) en los que probablemente, por tratarse de rocas con origen semejante, ha sido identificada la pirofilita aunque en dichas rocas no coexiste con paragonita.

Resulta evidente, a partir de los datos que se han expuesto anteriormente, que la coexistencia de moscovita con los otros dos filosilicatos incoloros produce una disminución del contenido en celadonita en la moscovita, a igualdad de otras condiciones (grado metamórfico, serie de facies, etc.). Este resultado ha sido teóricamente previsto por SASSI (1972), SASSI y SCOLARI (1974) y GUIDOTTI y SASSI (1976a), y ha sido confirmado también con datos de micas incoloras naturales obtenidos en otras regiones (BOSSIERE et al., 1979). Se concluye, por tanto que la presencia de pirofilita y/o paragonita es un grave inconveniente para el

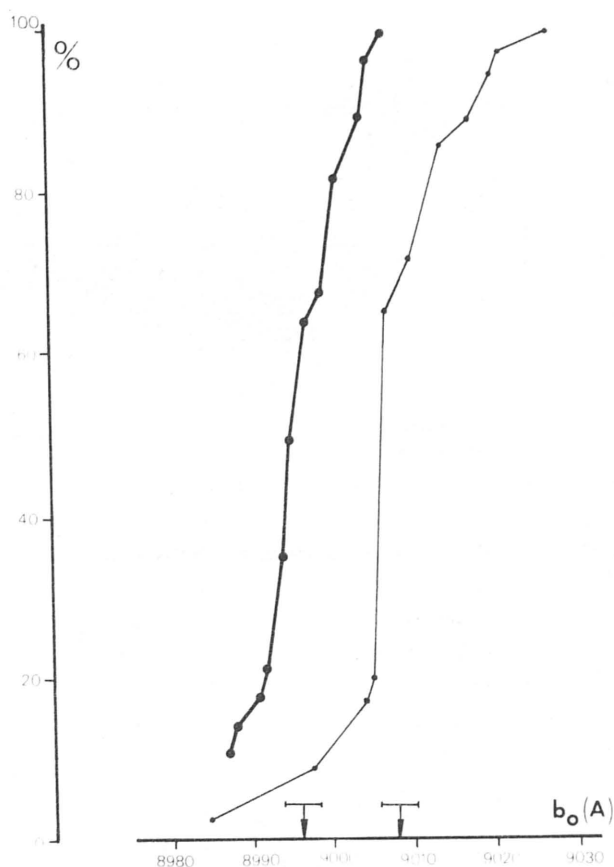


Figura 4.5

Los b_o de las moscovitas coexistentes con la pirofilita y/o paragonita (trazo grueso) son más bajos que los de las moscovitas no coexistentes con otras micas (trazo fino; GOMEZ-PUGNAIRE et al., 1977). Las flechas apuntando en abscisas indican los respectivos valores medios y los trazos horizontales el intervalo de confianza ($1.96 s/\sqrt{n}$).

análisis geobarométrico basado en el b_o de las micas incoloras potásicas, y es la responsable de los bajos valores de este parámetro en comparación con las rocas estudiadas en las Formaciones de la Rambla del Agua y de las Piletas.

C) Datos químicos. Petrología

El significado de la presencia de pirofilita y/o paragonita en las filitas de la Formación del Cerro de los Lobos ha sido estudiado desde un doble punto de vista: 1) verificar la dependencia de estos minerales de la composición global de la roca, y 2) influencia del grado de metamorfismo.

Con objeto de comprobar la relación que existe entre la composición global del sistema y la aparición de pirofilita y/o paragonita, han sido efectuados los análisis químicos de 9 muestras. De ellas, seis contienen los tres filosilicatos; en el resto pirofilita y/o paragonita no han sido detectados con el método difractométrico utilizado. Los resultados analíticos se muestran en la tabla 4.9.

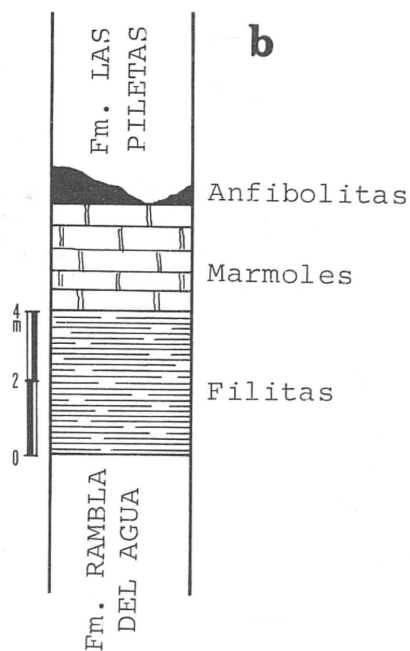
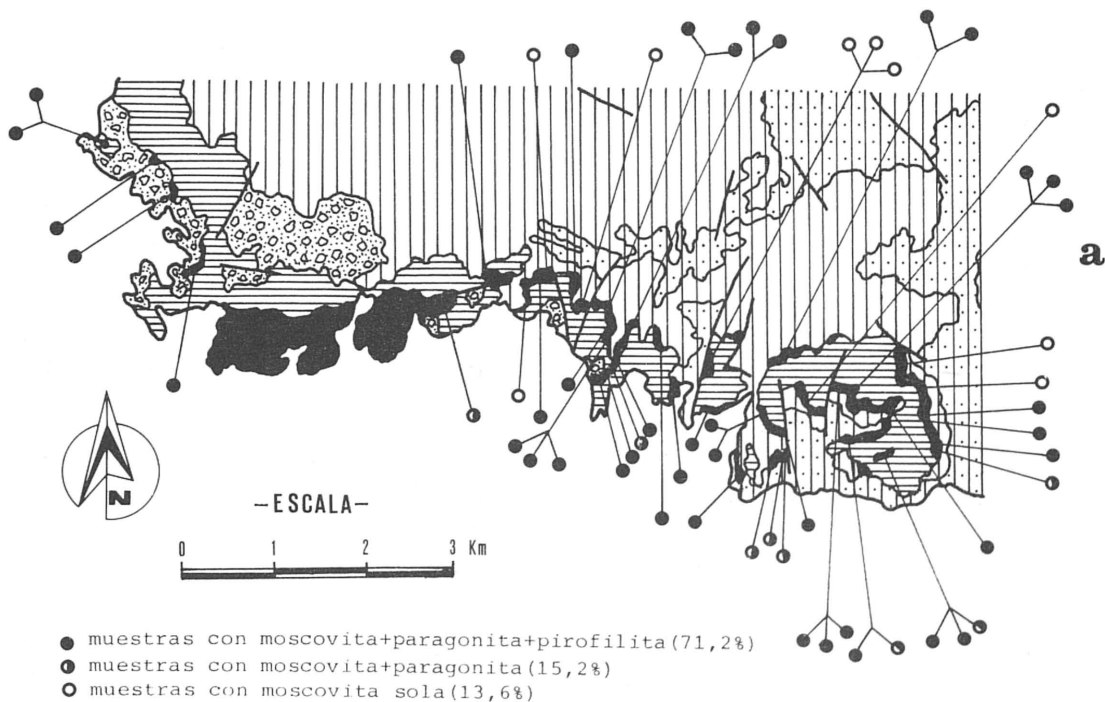


Figura 4.6

(a) Situación de las muestras analizadas y naturaleza de los filosilicatos incoloros.
 (b) Columna litológica de la Formación del Cerro de los Lobos.

Los puntos representativos de las rocas analizadas han sido proyectados en el diagrama AKNa de THOMPSON (1957) y THOMPSON y THOMPSON (1976) relativo a la compatibilidad entre minerales de grado bajo de metamorfismo (fig. 4.7). Como se puede observar, las rocas analizadas se sitúan por encima de la línea de unión moscovita-paragonita, hacia el vértice A del triángulo. Esto explica la presencia de paragonita y pirofilita en las rocas estudiadas, como resultado de la composición química

global, bastante rica en Al_2O_3 .

El control de la composición química global sobre la aparición de los dos filosilicatos en cuestión, es también evidente si se comparan el contenido de otros elementos químicos (Na_2O , K_2O y SiO_2). Como se muestra en la figura 4.8, es evidente que, al tiempo que aumentan álcalis y alúmina y disminuye la relación SiO_2/Al_2O_3 , aparece primero la paragonita (muestras CH.87 y U.4) y después también la pirofilita.

TABLA 4.9
Análisis químicos de las filitas de la Formación del Cerro de los Lobos

	CH-73	CH-87	U-4	CH-48	N-2	CH-28	CH-80	T-1	CH-37
SiO ₂	65.68	64.30	66.25	62.48	56.83	47.62	53.54	53.64	56.13
TiO ₂	0.95	0.87	1.02	0.99	1.03	1.33	0.93	0.95	0.98
Al ₂ O ₃	16.20	16.98	18.65	18.86	20.77	26.48	22.87	23.52	21.64
Fe ₂ O ₃	4.78	2.98	2.10	5.27	6.01	7.53	7.05	6.45	5.12
FeO	1.34	2.60	1.46	1.52	1.68	1.72	1.59	1.77	2.51
MnO	0.04	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02
MgO	2.19	3.31	0.61	1.38	2.56	2.44	3.07	1.84	2.81
CaO	0.27	0.22	0.12	0.13	0.46	0.29	0.26	0.30	0.23
Na ₂ O	0.41	0.56	0.43	0.71	1.89	1.99	1.61	1.55	0.83
K ₂ O	4.24	3.86	5.26	4.62	3.76	5.04	4.19	5.14	5.08
P ₂ O ₅	0.12	0.12	0.10	0.12	0.18	0.21	0.19	0.17	0.15
H ₂ O ⁺	3.32	3.71	3.21	3.41	4.53	4.58	4.29	4.09	4.04
	99.54	99.52	99.24	99.50	99.76	99.24	99.61	99.43	99.54
al	45.5	44.3	58.9	50.1	45.8	49.0	46.1	49.5	46.9
fm	38.3	41.4	20.1	32.9	36.5	33.8	38.4	32.4	37.3
c	1.4	1.0	0.7	0.6	1.8	1.0	1.0	1.1	0.9
alc	14.8	13.3	20.3	16.4	15.9	16.2	14.5	17.0	14.9

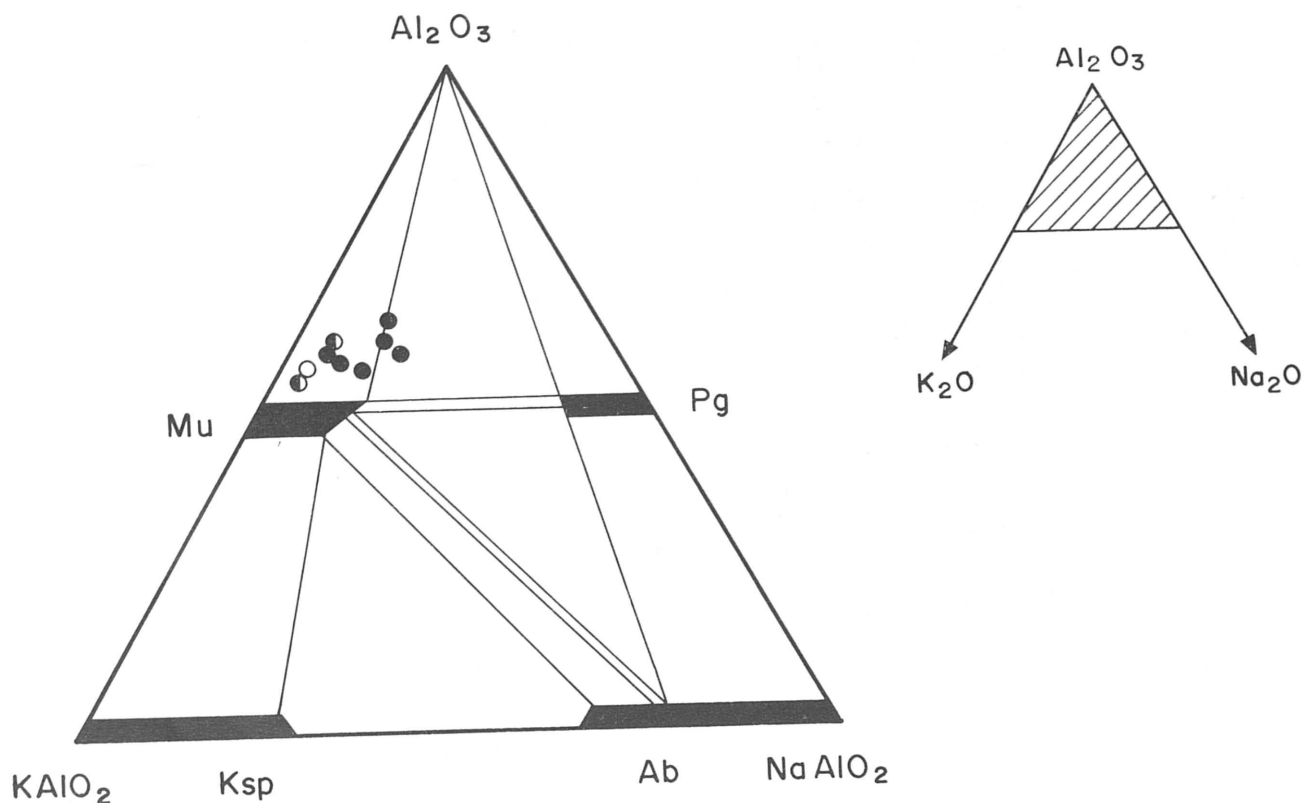


Figura 4.7
Posición de los puntos representativos de las muestras analizadas en el triángulo AKNa (THOMPSON, 1957; THOMPSON y THOMPSON, 1976). Los símbolos significan lo mismo que en la figura 4.6.

Por lo que se refiere a la influencia del grado de metamorfismo en la aparición y distribución de estos tres filosilicatos, no existe ninguna evidencia de que entre las rocas que contienen pirofilita y/o paragonita y aquellas con sólo moscovita existan diferencias en el grado de metamorfismo. De he-

cho, en un mismo afloramiento, no existen variaciones importantes de mineralogía ni en el sentido vertical ni horizontal. Esto era de esperar debido al poco espesor de los niveles de filitas y a la evidente homogeneidad mineralógica de la roca, a escala macroscópica. Asimismo, en la mayor parte de las

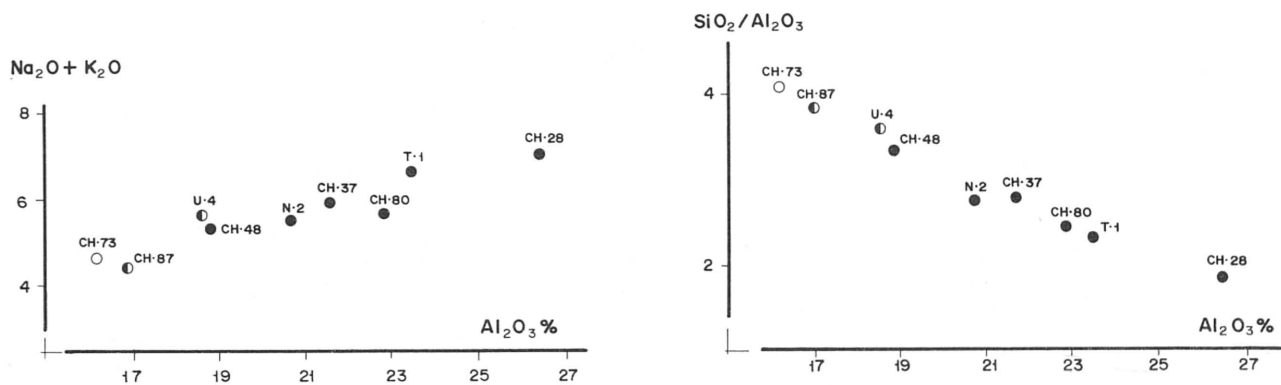


Figura 4.8
Relación entre algunos contenidos químicos y la naturaleza de los filossilicatos incoloros presentes. Los símbolos significan lo mismo que en la figura 4.6

muestras la local ausencia de pirofilita y/o paragonita no coincide con la aparición de algún polimorfo del Al_2SiO_5 . Por otra parte, existencia de distena en algunas de estas rocas no coincide con la falta de pirofilita, aunque sí con una disminución en el contenido en paragonita. KERRICK (1968), basándose en datos de ALTHAUS (1966) y BARNES y ERNST (1963), sugiere que la primera aparición en metapelitas de un silicato de aluminio puede no involucrar necesariamente la desaparición de la pirofilita según la reacción:



No obstante, suponiendo que ésta se haya producido, la escasa cantidad de distena formada puede indicar que las rocas en las cuales se ha formado este mineral se encuentran próximas a la curva univariante en el sistema P-T que representa la reacción anterior.

En cuanto a la procedencia de la roca original que ha dado lugar a las filitas estudiadas, los argumentos que se exponen a continuación indican que se trata muy probablemente de paraderivados. La figura 4.9 muestra que las rocas analizadas se sitúan en el campo de las rocas sedimentarias en el tetraedro al-alk-c-fm de NIGGLI (1920). Asimismo, en la tabla 4.10 es también evidente la analogía química de estas rocas con las sedimentarias, en particular con las de composición arcillosa; además, pone también de manifiesto que las filitas estudiadas son más ricas en Al_2O_3 que las arcillas formadas en los distintos ambientes geológicos que se especifican en dicha tabla. Esta composición, relativamente rica en alúmina, podría ser correlacionable con un

tipo de depósito con características residuales (lateritas?), como ha sido ya mencionado en apartados anteriores.

TABLA 4.10

Comparación entre los contenidos químicos medios de sedimentos arcillosos de ambientes geológicos diversos (de WDELPOHL, 1969) y los de las filitas de la Formación del Cerro de los Lobos

	Arcillas de geosinclinales (227)	Arcillas de plataforma (6.800)	Arcillas pelágicas (430)	Filitas (9)
SiO ₂	58,90	50.70	54.90	58.50
TiO ₂	0.78	0.78	0.78	1.00
Al ₂ O ₃	16.70	15.10	16.60	20.70
FeO	3.70	2.10	7.70	1.70
Fe ₂ O ₃	2.80	4.40	—	5.20
MnO	0.09	0.08	(2.0)	0.02
MgO	2.60	3.30	3.40	2.20
CaO	2.20	7.20	0.72	0.25
Na ₂ O	1.60	0.80	1.30	1.10
K ₂ O	3.60	3.50	2.70	4.60
P ₂ O ₅	0.16	0.10	0.72	0.15
H ₂ O ⁺	5.00	5.00	(9.2)	3.50

Rocas semejantes a estas en Sierra Nevada (p.ej. en el Cerro del Cardal) han sido interpretadas como niveles derivados de metacineritas, depositados entre la primera y segunda fase de metamorfismo alpino (Formación de mármoles conglomeráticos, tufitas y sedimentos intraorogénicos de PUGA y DIAZ DE FEDERICO, 1976a). Los argumentos químicos, anteriormente expuestos, y texturales

ROCAS DE COMPOSICION PELITICA Y SEMIPELITICA DEL ZOCALO

Formación del Raposo

Como se discutió anteriormente, estas rocas son asimilables a un zócalo pre-alpino. Los argumentos estratigráficos y petrológicos que permiten hacer esta afirmación están allí mismo expuestos.

Por lo que se refiere a las fases mineralógicas que se encuentran en la secuencia de esta formación, su inclusión en la orogenia alpina, o en fases anteriores, es realmente difícil de establecer. En líneas generales se puede indicar que el metamorfismo alpino ha sido lo suficientemente intenso como para borrar casi totalmente las estructuras y asociaciones mineralógicas más antiguas. Estas últimas se describirán y discutirán más adelante, donde sólo se expondrán los efectos, presumiblemente, alpinos.

A) Relaciones blástesis-deformación.

Datos químicos

El **granate**, que se ha formado durante el metamorfismo alpino, se encuentra con características prácticamente idénticas a las descritas en los apartados anteriores. Aparece en cristales rotacionales (forma de S) con aureola de recrecimiento estático o sin ella; con inclusiones rectas orientadas de manera diferente a la foliación principal o con textura en atolón. En este último caso, en contraposición a los descritos en las rocas de la cobertera, esta textura

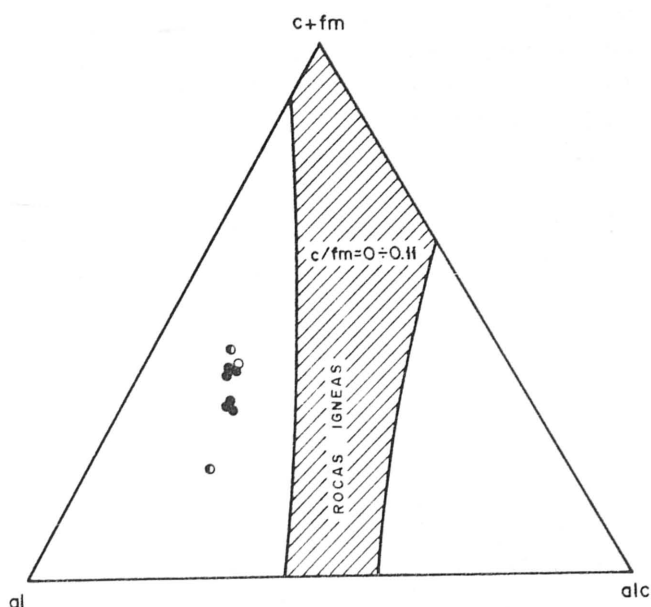


Figura 4.9

Las rocas analizadas se sitúan en el campo de las rocas sedimentarias en el tetraedro al-alk-c-fm. Los símbolos significan lo mismo que en la figura 4.6.

—sobre todo la existencia de una esquistosidad claramente relacionada con la fase de deformación D_1 (ver foto 37)— inclinan a la autora por un origen sedimentario, de edad intertriásica, para estas rocas.

TABLA 4.11

Análisis químicos de granates en metapelitas del zócalo en la Formación del Raposo (análisis 1, 2, 3, 4 y 6) y en la Unidad de Cerro Bermúdez (análisis 5 y 7).

Hierro total calculado como FeO (FeO *)

	1 C.739			2 C.714		3 C.840		4 C.841		5 C.732		6 C.709	7 C.701	
	centro	medio	borde	centro	borde	centro	borde	centro	medio	centro	borde	homogéneo	centro	borde
I45,r33,r45,r44,r44,r44,r44														
SiO ₂	35.95	36.61	35.92	36.55	35.92	37.26	36.73	37.12	36.85	37.22	36.47	37.20	37.85	36.62
Al ₂ O ₃	22.01	21.38	21.63	20.95	21.12	21.32	20.75	21.57	21.77	20.38	21.10	21.20	21.15	21.10
FeO *	34.12	33.31	37.53	33.64	38.91	35.12	35.34	35.98	35.78	29.83	34.21	33.52	26.61	34.36
MgO	0.92	1.12	1.23	1.35	1.81	2.59	2.79	2.01	2.28	0.96	1.13	1.20	0.46	1.12
MnO	5.97	1.68	0.95	5.79	0.76	0.41	0.72	0.71	0.43	1.87	0.82	2.30	5.65	1.30
CaO	1.62	5.95	3.26	1.44	1.51	2.98	3.51	2.66	3.62	9.28	6.25	4.60	8.33	5.35
Total	100.59	99.97	100.52	99.72	100.03	99.68	99.84	100.5	100.77	99.57	99.98	100.02	100.05	99.85
Alm.	77.70	74.80	83.80	76.80	86.70	80.00	77.70	82.40	79.20	65.90	76.00	76.43	60.96	77.35
Py.	3.80	4.50	4.80	5.40	7.20	10.40	10.90	8.20	9.20	3.80	4.40	4.91	1.81	4.37
Sps.	12.70	3.70	2.10	13.50	1.80	0.80	1.60	1.60	0.90	4.10	1.90	5.24	12.69	2.91
Gros.	4.70	17.00	9.30	4.30	4.30	8.70	9.80	7.70	10.60	26.20	17.70	13.42	24.55	15.37

ha sido interpretada como producto de transformación del granate por parte de la clorita.

A veces el recrecimiento estático aludido se produce aprovechando cristales de granate formados durante el metamorfismo pre-alpino, dando lugar a zonaciones fuera de lo común, como se discutirá más adelante. En algunas asociaciones, el granate es pequeño (de algunas décimas de milímetro), eventualmente con inclusiones grafitosas ($S \neq S$) y recrecido. Es frecuente que sea englobado por peciloblastos que han cristalizado en la segunda fase de metamorfismo alpino (plagioclasa, distena, etc...).

Datos químicos

Han sido analizados 7 cristales de granate por microsonda cuyos resultados se exponen en la tabla 4.11. De ellos, dos son de metapelitas de la Unidad de Cerro Bermúdez (análisis 5 y 7) y el resto de la Formación del Raposo.

Los granates de la Formación de Cerro Bermúdez son, en comparación con los de la Unidad de Charches (zócalo y cobertera) considerablemente menos ricos en componente almandínico y piropo, con valores comprendidos entre el 61 y 77 moles por ciento, en tanto que el contenido en grosularita y espesartita oscila entre el 30 y 36 moles por ciento. Este hecho no encuentra justificación en una variación significativamente importante de la composición global de estas rocas respecto al resto de la secuencia pelítica del área estudiada (ver tabla 4.17 y fig. 4.12) por lo que, como se discute en el capítulo de petrogénesis, debe estar en relación con diferencias en las condiciones termodinámicas del metamorfismo en esta unidad con respecto a la Unidad de Charches.

En los análisis 1 y 2, el núcleo corresponde a cristales de granate probablemente formados durante el proceso de metamorfismo anterior al alpino. El significado de la zonación observada se discute en el apartado correspondiente a este metamorfismo. El resto de los granates presentan características semejantes a los de la cobertera y no existe ningún argumento textural o químico, en este caso, que permita considerarlos formados en otro proceso metamórfico que no sea el alpino.

Los análisis 3 y 4 están realizados sobre dos de los granates que constituyen los nódulos de granate formados a partir de blastos de biotita prealpinos. Como se puede observar en dichos análisis, las variaciones de composición del centro al borde de los cristales se producen inversamente a lo que ocurre en el resto. Es decir, son menos ricos en FeO y MgO en el centro de los cristales y más ricos en CaO y MnO en el borde. Estos cambios de composición pueden ser interpretados de dos maneras alternativas, que no son mutuamente incompatibles, las cuales son comentadas más extensamente en el

capítulo de petrogénesis. La fig. 4.10 muestra gráficamente estas variaciones, así como permite compararlos con los granates formados en la cobertera, representados en la fig. 4.1.

El **cloritoide** es un mineral bastante común en estas rocas. Se encuentra en cristales alargados que se disponen con su longitud mayor paralela a la esquistosidad principal de la roca (S_2). Algunos de estos cristales se observan claramente doblados en

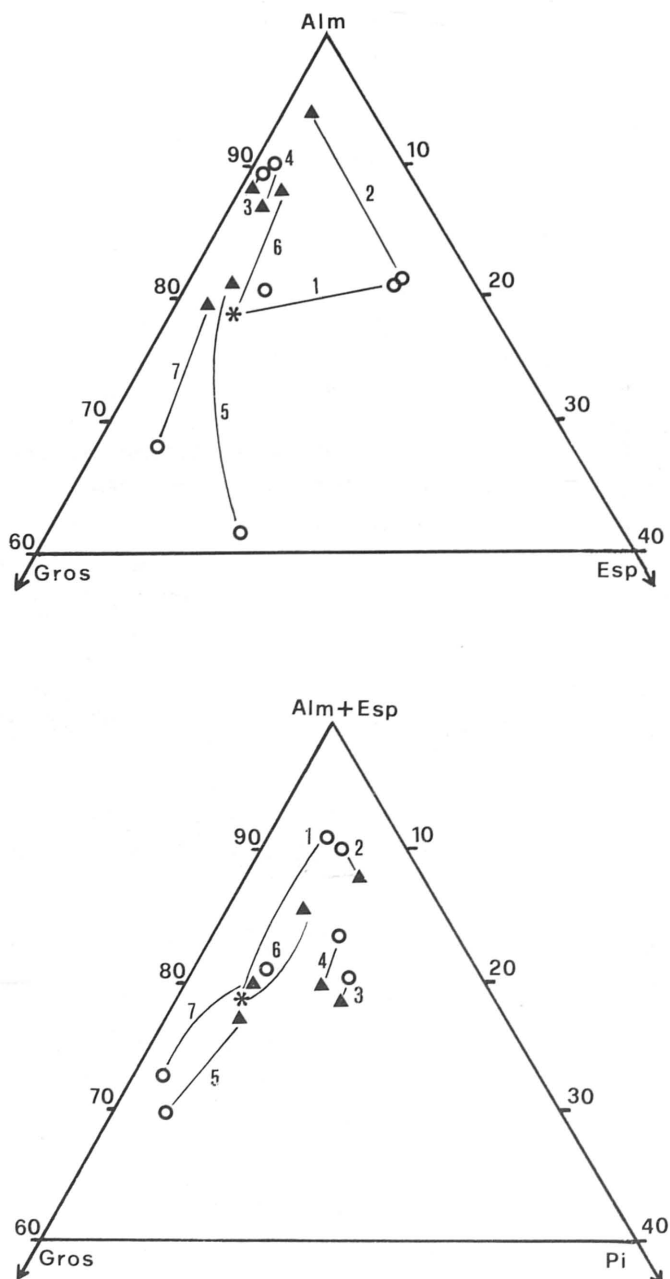


Figura 4.10
Evolución química de los granates durante el metamorfismo, en las series de zócalo de la Sierra de Baza. Los números 5 y 7 corresponden a la Unidad de Cerro Bermúdez. Los análisis químicos correspondientes están incluidos en la tabla

○ núcleos * medio ▲ borde

las charnelas de pliegues formados durante la fase D₃ (foto 44). Sin embargo, no es frecuente que esto ocurra en las charnelas de pliegues de la fase D₂, salvo en los peciloblastos recrecidos que se describen más adelante. Parece, por tanto, claro que el crecimiento de estos cristales ha debido ser esencialmente sintectónico de la fase D₂, lo cual está corroborado, además, por el carácter rotacional de algunos peciloblastos mayores.

Recristalización post-D₂ es evidente en algunos blastos que carecen de orientación preferencial y/o contienen pliegues similares de estilo semejante a los que han dado lugar a la S₂. A veces se conserva intacta la continuidad de la S_i con la S_e, como ocurre en el caso de algunos granates.

En contraposición, otro tipo de peciloblastos de cloritoide aporta datos sobre la recristalización de este mineral en una fase anterior, relacionada igualmente con el metamorfismo alpino (D₁). Se trata de cristales algo mayores que los anteriores, generalmente con halos de "flattening" y que contienen un núcleo rico en inclusiones grafitosas, a veces orientada transversalmente a la esquistosidad principal (S₂). Estos peciloblastos muestran un borde de recrecimiento, con idéntica orientación óptica, carente de inclusiones grafitosas que, en otros casos, suelen disponerse paralelamente a las superficies de esquistosidad S₂.

La **distena** y la **estauroлита** presentan características muy semejantes a las rocas de la cobertera. Ambos minerales engloban una S_i recta o microplegada, con continuidad con la S_e o sin ella, pero ciertamente anteriores a la fase de deformación D₃. Esta ha causado rotación post-cristalina "flattening" y deformaciones en los cristales de dichos minerales. Por último, son comunes los peciloblastos de distena rotacionales de la fase de deformación D₂.

Los "pseudomorfo" de mica incolora transformando distena y estauroлита son tan comunes como en las rocas de la cobertera e, igualmente en el caso de la estauroлита, no es raro que relictos de este mineral sean englobados por cristales únicos de mica. Clorita y, menos frecuentemente, biotita, son productos normales de la transformación de estauroлита.

La **plagioclasa** aparece en cristales xenomorfos: redondeados, amigdalares, e incluso más irregulares cuando cristalizan mimetizando la esquistosidad principal.

La blastesis más importante coincide con la fase post-D₂ y anterior a D₃. Las texturas helicíticas en las que la esquistosidad interna —recta o microplegada con estilo similar— conserva su continuidad con la esquistosidad externa, son comunes. Sin embargo, esta continuidad se ve a veces interrumpida

TCR

TECNICOS
CONSULTORES
REUNIDOS S. A.

CLAUDIO COELLO, 75 - MADRID-1 ESPAÑA - TELEFONOS 276 11 57 - 225 70 72

- **MINERIA**
INVESTIGACIONES GEOLOGICAS
INFORMES MINEROS
ESTUDIOS DE CANTERAS
REESTRUCTURACION MINERA
MERCADO DE MINERALES
ANALISIS SECTORIALES
- **GEOTECNIA**
INFORMES
SONDEOS Y ENSAYOS
- **ARQUITECTURA**
- **PLANEAMIENTO TERRITORIAL Y URBANO**
- **ORGANIZACION, TRATAMIENTO Y MICROFILMACION DE FONDOS DOCUMENTALES**



RECURSOS NATURALES, S. A.

RENASA

GENERAL ARRANDO, 19 - Teléfonos 419 69 34-410 02 74 - MADRID-4

INGENIEROS CONSULTORES

MINERIA – AGUAS SUBTERRANEAS – CANTERAS –

EDAFOLOGIA

AGRONOMIA – INGENIERIA RURAL

ESTUDIOS Y PROYECTOS – VALORACIONES – ASESORIA TECNICA –

GEOLOGIA ECONOMICA – GEOFISICA

TESTIFICACION Y MEDIDA DE INCLINACION

Y RUMBO DE SONDEOS

GEOQUIMICA – ANALISIS DE AGUAS – TOMA DE MUESTRAS –

AFOROS

CONSULTAS SIN COMPROMISO

por la rotación de los peciloblastos en la fase D3 y/o un borde de recrecimiento carente por completo de inclusiones grafitosas (foto 24). Por otra parte, se ha producido una generación de blastos de plagioclasa, los cuales han sido afectados por la fase de deformación D2. Estos contienen generalmente una S_j recta y han sido girados durante D2, lo que es especialmente evidente en las zonas de charnela de los pliegues similares sincrónicos de dicha fase (P2). La S interna de los cristales mencionados puede ser correlacionada con la foliación S_1 , ahora casi totalmente obliterada por la S_2 de la matriz circundante. También en estos peciloblastos se observa un borde de recrecimiento con las mismas características que se han descrito para los cristales de plagioclasa sin- y post-D2. Esta fase de blastesis post-D1 parece ser más importante (y/o más evidente) en las rocas del zócalo que en las de la cobertera.

Otro aspecto textural de la plagioclasa está representado por su cristalización sintectónica (cristales rotacionales). En algunos casos este rasgo textural indica que, hipotéticamente, algunos peciloblastos han debido crecer concomitantemente a la fase de deformación D3, ya que las inclusiones dibujan pliegues similares apretados, y todo el conjunto adquiere una forma de S (rotacional) durante la rotación sincristalina relacionada con tal fase.

La **biotita** es considerablemente más abundante en las rocas del zócalo que en las de la cobertera. Se presenta en cristales de diferente coloración. Los más abundantes son de color marrón muy claro a amarillo, rara vez transformados o intercrecidos con clorita. Es evidente, en las fotografías (foto 19), la blastesis estática y posterior a la fase de deformación D2 de este mineral; obsérvese la evidente desorientación de estos cristales con respecto a la S_2 . Si esta mica ha cristalizado con posterioridad o anterioridad a la fase de deformación D3, puede ser deducido gracias a las frecuentes poligonalizaciones de charnelas de pliegues formados en esta fase.

Datos químicos

En este apartado se exponen y discuten los datos químicos disponibles sobre las biotitas en las secuencias de la Formación del Raposo y en la Unidad de Cerro Bermúdez. El objeto de incluir aquí los datos de esta unidad es el de tratar de evitar, al máximo, repeticiones y hacer más fácil la comparación entre las características químicas de este mineral en las dos series de zócalo.

La tabla 4.12 muestra los resultados analíticos de tres biotitas de la Formación del Raposo y dos de la Unidad de Cerro Bermúdez.

Las tres primeras coexisten con mica incolora, la cual ha sido también analizada. Los K_D^{Fe-Mg} han

TABLA 4.12

Análisis químicos de biotitas de la Formación del Raposo (1, 2 y 3) y de la Unidad de Cerro Bermúdez (4 y 5)

SiO ₂	36.19	36.66	36.30	36.20	36.72
TiO ₂	1.60	1.55	1.47	1.20	1.28
Al ₂ O ₃	18.45	18.25	18.57	19.45	19.18
FeO *	18.09	18.08	18.21	20.83	20.13
MnO	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
MgO	10.73	10.47	10.00	8.34	8.56
CaO	0.08	0.12	0.36	0.09	0.08
Na ₂ O	0.17	0.19	0.17	0.20	0.18
K ₂ O	7.32	7.62	7.41	7.10	7.14
H ₂ O	7.19	6.86	7.31	5.31	5.42
Total	99.84	99.84	99.84	99.76	99.66

FeO * hierro total

Fórmula estructural calculada sobre 22 oxígenos

Si	5.549	5.506	5.581	5.021	5.002
Al	2.451	2.394	2.419	2.979	2.998
Al	0.883	0.895	0.946	0.119	0.090
Fe	2.320	2.312	2.342	2.343	2.300
Mg	2.452	2.387	2.291	1.679	1.743
Ti	0.185	0.178	0.170	0.122	0.104
Mn	0.005	0.006	0.005	0.004	0.004
Na	0.050	0.058	0.051	0.049	0.048
K	4.432	1.487	1.454	1.217	1.244
Ca	0.013	0.021	0.060	0.024	0.011
Mg/Fe (bio)	1.056	1.032	0.978	0.717	0.758
Mg/Fe (mo)	0.903	0.700	0.653		
Ti (mo)	0.029	0.035	0.026		

sido calculados con objetivos geotermométricos y han sido incluidos en dicha tabla. La fórmula estructural proporciona el contenido en Ti^{4+} en las biotitas y en las moscovitas. Estos cálculos están basados en los trabajos de GUIDOTTI et al. (1977) y los valores de temperatura calculados a partir de ellos, son comentados y discutidos en el capítulo de petrogénesis. Por lo que se refiere a las biotitas de la Unidad de Cerro Bermúdez, son ligeramente más ricas en FeO y algo más pobres en MgO por lo que los valores de Mg/Fe son menores.

La tabla 4.13 presenta los análisis químicos parciales de biotitas en contacto con los granates analizados, por microsonda, cuyos resultados se han expuesto en la tabla anterior.

Estos análisis permiten calcular los $K_{gr-biot}^{Fe-Mg}$, con fines geotermométricos. Las limitaciones de este método son bastante grandes debido a las influencias, no cuantificables en muchos casos, de variables relacionadas con la composición (cantidad de TiO₂ en la biotita, p.e.) y de índole textural. Por

TABLA 4.13

Análisis químicos parciales (microsonda) de biotitas del zócalo y coeficientes de reparto con los granates coexistentes, cuyos análisis químicos se encuentran en la tabla 4.1.12. Los análisis 2 y 6 corresponden a rocas de la Unidad de Cerro Bermúdez, y el resto son de la Formación del Raposo

	1	2	3	4	5	6
TiO ₂	1.37	1.66	1.68	1.51	1.53	1.53
FeO*	28.24	23.31	28.96	20.06	24.88	21.38
MgO	7.37	8.35	7.66	10.37	6.08	8.56
FeO* (Fe total)						
Mg/Fe _{biot.}	0.465	0.641	0.471	0.921	0.435	0.713
Mg/Fe _{gran.}	0.064	0.058	0.083	0.140	0.058	0.058
Fe-Mg K _{gr-biot.}	0.137	0.090	0.176	0.152	0.133	0.081
muestra	C.709	C.701	C.714	C.840	C.739	C.732

ello se ha puesto especial énfasis en controlar las posibles variaciones de composición, al menos cualitativamente, del granate. Por otra parte, ambos, granate y biotita, pueden considerarse como parte del mismo equilibrio químico, ya que las determinaciones de los KD se han hecho utilizando la composición química del borde de los granates, y/o en la zona de contacto con la biotita. Por esta razón, la temperatura calculada, cuyos resultados se discuten en el capítulo de petrogénesis, debe ser considerada en relación con la segunda fase de metamorfismo alpino, habida cuenta que en éste se forman tanto la aureola más extensa de los granates como la mayor parte de las biotitas. Los posibles cristales de biotita preexistentes han sido evidentemente re-cristalizados, como se puede deducir de la semejanza química de este mineral en las series de zócalo en comparación con las de la cobertera.

Los filosilicatos incoloros en las metapelitas de esta formación (determinados por rayos-X) son **moscovita**, **paragonita** y **talco**. El más abundante es, con diferencia, la moscovita; la paragonita se encuentra en bastantes muestras, dificultando generalmente las determinaciones de algunos parámetros de uso petrológico de las moscovitas (p.e. b_0 , lo que ha sido igualmente observado por MARTIN-RAMOS, 1977). El talco, aunque localmente se encuentra en acumulaciones importantes, no ha sido detectado, por lo demás, en ninguna roca en la cual no sea bien visible a simple vista.

Como se ha indicado anteriormente, las determinaciones del espaciado b_0 de las micas incoloras potásicas han sido, en muchas muestras, obstaculizadas por la presencia de paragonita. Este filosilicato es más abundante en estas series que en las de la cobertera. Concretamente, del total de rocas analizadas (130), aproximadamente el 48 por ciento (62

muestras) contenían paragonita, en algunos casos, incluso, en mayor proporción que la moscovita. Los valores del parámetro b_0 de las rocas con paragonita no han sido incluidos en la tabla 4.14. El valor medio de este parámetro es muy semejante al obtenido en las formaciones de la cobertera (Formaciones de la Rambla del Agua y de las Piletas). La curva de frecuencia es acumulativa, construida a partir de los datos de la tabla anterior, es el motivo de la figura 4.11. Se han incluido además los valores obtenidos en rocas comparables de la Ventana Tectónica de Gor.

Unidad de Cerro Bermúdez

Las metapelitas de esta unidad son muy ricas siempre en grafito y con asociaciones mineralógicas mucho menos variadas que las rocas de la Formación del Raposo. No se han encontrado en el área estudiada minerales tales como distena, cloritoide o estauroilita; la plagioclasa se presenta sólo en una muestra y el granate está muy escasamente representado. En contraposición, la biotita es muy abundante, incluso es el único mineral máfico existente en gran parte de las rocas. Los niveles más cuarcosos, incluso las cuarcitas, también la contienen y son, en general, más pobres en grafito.

TABLA 4.14

Valores de espaciado lateral b_0 de moscovitas de la Formación del Raposo.

n = 68 número de muestras;

x = media = 9.009;

s = desviación standard = 0.006.

Las siglas GW corresponden a muestras tomadas en la Ventana Tectónica de Gor, las C son de la S^a de Charches

sigla	bo	sigla	bo	sigla	bo	sigla	bo
GW.21A	9.020	GW.121	9.014	G.715	9.008	C.857	9.020
GW.21C	9.020	C. 681	9.006	C.716	9.014	C.859	9.014
GW. 25	9.005	C. 682	9.003	C.718	9.012	C.865	9.020
GW. 29	9.000	C. 690	9.007	C.723	9.006	C.868	9.020
GW. 30	9.010	C. 692	9.008	C.728	9.003	C.869	8.997
GW. 40	9.014	C. 699	9.006	C.731	9.007	C.908	9.010
GW. 48	9.020	C. 700	9.006	C.837	8.998	C.910	9.010
GW. 50	9.007	C. 701	9.010	C.843	8.997	C.911	8.998
GW. 53	9.007	C. 702	9.014	C.845	9.017	C.914	9.007
GW. 66	9.007	C. 703	9.008	C.847	9.014	C.916	9.006
GW. 67	9.000	C. 704	9.006	C.848	9.014	C.928	9.016
GW. 69	9.014	C. 705	9.007	C.849	9.006	C.929	9.007
GW. 80	9.010	C. 706	9.010	C.850	9.010	C.930	9.012
GW. 81	9.007	C. 707	9.014	C.851	9.011	C.933	9.010
GW. 91	9.009	C. 708	9.018	C.852	8.999	C.944	8.998
GW.105	9.004	C. 712	9.020	C.853	8.998	H. 55	9.020
GW.114	9.010	C. 714	9.009	C.854	9.010	H. 56	9.019

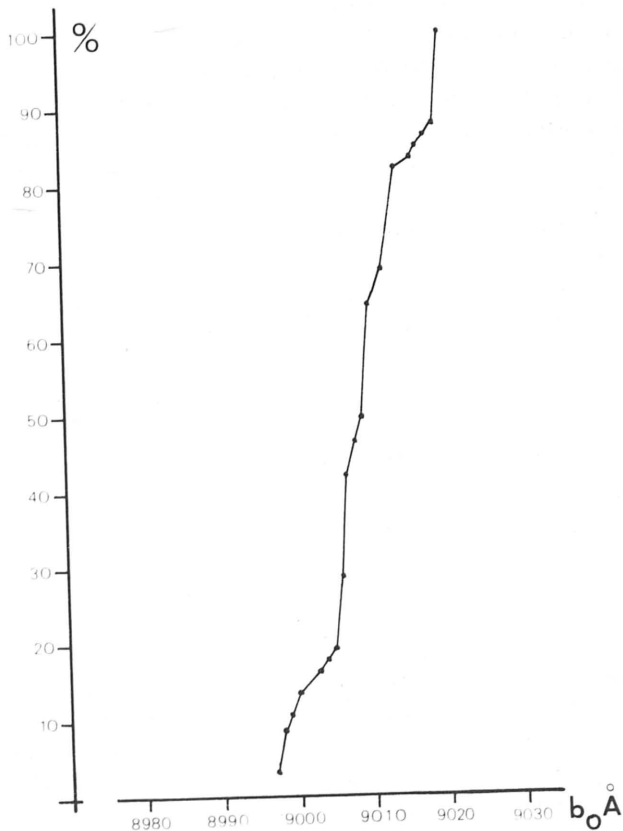


Figura 4.11
Curva de frecuencia acumulativa del b_0 de las micas incoloras potásicas de la Formación del Raposo.

A) Relaciones blastesis-deformación. Datos químicos

El **granate**, como se acaba de mencionar, se encuentra en pocas rocas. Se presenta en cristales de dimensiones que no superan los 0,2 mm de diámetro. Comúnmente son hipidiomorfos, con abundantes impregnaciones de óxidos de hierro y parcialmente transformados a biotita. A veces contienen inclusiones de cuarzo o grafito pero sin ninguna orientación definida. Se presentan con las características texturales de un mineral pretectónico de la esquistosidad principal (S_2).

La **plagioclasa** (albita) ha formado cristales xenomorfos que mimetizan la esquistosidad principal (S_2). Contienen abundantes inclusiones de grafito que reflejan la orientación externa y que se continúan sin interrupción en las micas de la matriz. En algunos peciloblastos son reconocibles pliegues similares, dibujados por las inclusiones grafitosas, del mismo estilo y orientación que los pliegues más evidentes en la roca (P_2). No se ha encontrado ninguna plagioclasa de otra composición que no sea albita.

La **biotita** es el mineral más común junto con el cuarzo y la mica incolora. Los cristales de este filosilicato son siempre visibles a simple vista ya que

GEOPRIN, S.A.

- **GEOLOGIA**
Estudios generales y de detalle
- **INVESTIGACION MINERA**
Prospección por áreas y por sustancias
Evaluación de yacimientos (métodos geoestadísticos)
Estudios de viabilidad minera
- **PROSPECCION Y EVALUACION DE CANTERAS**
- **GEOFISICA**
- **GEOQUIMICA**
- **GEOTECNIA Y MECANICA DE ROCAS**
Mapas geotécnicos generales y locales
Estudios geotécnicos para cimentaciones
Estabilidad de taludes
Perforabilidad de túneles y pozos
- **HIDROGEOLOGIA**
- **ORDENACION DEL TERRITORIO**
- **TRATAMIENTO DE DATOS GEOLOGICOS Y MINEROS**
Análisis y Programación
Cartografía automática y salidas gráficas por ordenador
Aplicaciones técnicas y científicas (minería, hidrogeología, geofísica, geología, etcétera).
- **LABORATORIOS**



GEOPRIN SA

Cristóbal Bordiú, número 35
Teléfonos 253 78 15
254 61 48 MADRID-3

sus dimensiones medias oscilan entre 0,5 y 1 mm. Constituye peciloblastos hipidiomorfos de color marrón rojizo (salvo en algunas cuarcitas que presentan coloraciones verdosas), a menudo intercrecidos con clorita. La característica esencial de estos cristales es su falta total de orientación preferencial. Esto es especialmente evidente en las bandas más ricas de cuarzo, mientras que en las alternancias pelíticas, además de esta falta de orientación, la textura helicítica ($S_j = S_e$) es muy común. Algunos de estos preciloblastos muestran evidencias de deformación en la fase D₃.

Los minerales accesorios comunes, aparte del grafito, son: mena opaca (**magnetita** fundamentalmente), **rutilo**, **turmalina** y **circón**, éste en las variedades más ricas en cuarzo. Turmalina y mena se encuentran en cristales alargados paralelos a la esquistosidad más patente y, en el caso de la mena opaca, localmente rota en las charnelas de los pliegues asimilables a la fase D₂.

ALGUNOS ASPECTOS GENERALES SOBRE LA SECUENCIA SEDIMENTARIA ORIGINAL DATOS QUÍMICOS

En los apartados anteriores se han expuesto las características petrográficas de las rocas que, en tér-

minos generales, se han denominado metapelitas y metapsamitas. Debido al metamorfismo es difícil de reconocer precisamente el tipo de roca de la cual derivan los litotipos metamórficos estudiados. No obstante, es bastante probable que la secuencia estuviera originalmente constituida por arcillas y limos, con pasos graduales hacia areniscas, más o menos feldespáticas. Rocas de composición posiblemente grauváquicas pueden estar incluidas en las rocas con silicatos cálcicos, o bien, existen como cemento en los cantos cuarcíticos del conglomerado basal que se encuentra en el muro de la serie de cobertera.

Las rocas de composición arenosa son dominantes en la base de la cobertera y en techo de la secuencia del zócalo. En ellas, son aún reconocibles los componentes de la fracción pesada detrítica, constituida sobre todo por circón, turmalina y alguna mena opaca. Son raros los granos de apatito. El cuarzo, en general, ha sido completamente recristalizado.

Micasquistos y cuarcitas son las rocas metamórficas más comunes en el área estudiada como derivados de las sedimentarias mencionadas. Algunos niveles de filitas se localizan hacia la parte superior de la secuencia de micasquistos de la cobertera (Formación del Cerro de los Lobos). También se encuentran en relación con el metaconglomerado, anteriormente mencionado.

TABLA 4.15

Análisis químicos de metapelitas de la Formación de la Rambla del Agua

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	59.07	59.34	60.41	70.11	60.12	60.41	59.47	56.21	59.52
TiO ₂	0.91	0.85	1.21	1.01	0.80	1.22	0.80	0.92	1.12
Al ₂ O ₃	19.42	18.62	18.20	14.23	19.97	18.41	20.97	20.82	21.57
Fe ₂ O ₃	4.37	3.72	3.96	2.24	3.91	3.47	3.71	2.79	3.11
FeO	2.63	3.57	1.74	2.85	2.92	3.11	2.45	4.35	2.77
MnO	0.06	0.09	0.06	0.07	0.07	0.03	0.05	0.04	0.17
MgO	2.15	2.76	1.34	1.35	2.21	2.34	3.18	5.20	3.47
CaO	1.42	1.65	1.72	0.76	0.97	0.72	0.93	0.92	0.71
Na ₂ O	1.81	1.07	3.66	1.03	1.48	1.21	0.92	0.82	0.91
K ₂ O	3.23	3.88	3.88	2.98	4.35	3.89	3.97	4.02	3.99
P ₂ O ₅	0.28	0.19	1.00	0.20	0.20	0.15	0.15	0.31	0.23
H ₂ O	4.21	3.70	2.48	3.07	3.25	4.69	2.97	2.88	2.11
Total	99.56	99.44	99.66	99.90	100.25	99.65	99.64	99.28	99.68
FeO/FeO ⁺ Fe ₂ O ₃	0.37	0.48	0.30	0.55	0.42	0.47	0.39	0.60	0.47
MgO/MgO ⁺ FeO	0.44	0.43	0.43	0.32	0.43	0.42	0.56	0.54	0.55

Composición mineralógica por orden de abundancia

1.(C.93) mica inc., Q, plagioclasa, granate, clorita, epidota (mena, rutilo). 2.(C.376) mica inc., Q, granate, anfíbol, clorita, epidota (mena, biotita). 3.(C.48) Q, mica inc., plagioclasa, granate, anfíbol, clorita, epidota (biot., rut., mena). 4. (C.325) Q, mica, granate, zoisita, biotita, rutilo, turmalina (apatito). 5.(C.469) Q, mica, granate, biotita (clorita, mena, rutilo). 6. (C.767) Q, mica, granate, biotita, rutilo. 7.(H.111) Q, mica, granate, distena, mena (clorita). 8.(C.982) mica, cuarzo, granate, distena, cloritoide, biotita (mena, rutilo). 9.(2.12.6) Q, mica, granate, distena, cloritoide, estauroilita, clorita, rutilo (biot.).

En las series del zócalo, micasquistos y cuarcitas (en el techo) son las rocas dominantes. En la Unidad de Cerro Bermúdez el grado de recristalización metamórfica es, en general, menor que en la Formación del Raposo. No obstante, y a pesar del grano fino de muchos de estos micasquistos, no deben ser clasificados como filitas. La característica común de estas rocas, en contraposición a la mayor parte de las de la cobertera, es la riqueza en material carbonoso. De hecho, son escasísimos los niveles en los que falta dicho componente.

Los resultados de los análisis químicos de las metapelitas descritas en los apartados anteriores son el motivo de las tablas 4.15, 4.16 y 4.17. En ellas se incluyen las asociaciones de minerales, por orden de abundancia, de las rocas analizadas. Esto facilita la correlación con los distintos grupos de asociaciones mineralógicas, descritas al final de cada uno de los apartados anteriores.

La abundancia de material carbonoso en las series del zócalo y la casi constante asociación con magnetita, explica los valores más elevados, en ge-

TABLA 4.17

Análisis químicos de metapelitas de la Formación del Raposo y de la Unidad de Cerro Bermúdez (Zócalos)

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	54.72	57.91	60.21	59.96	70.61	64.17
TiO ₂	0.91	0.72	0.83	0.71	0.62	0.92
Al ₂ O ₃	23.65	21.33	19.79	18.61	13.29	16.95
Fe ₂ O ₃	4.07	2.97	1.95	1.89	1.97	2.22
FeO	3.22	3.15	4.41	4.41	3.23	3.66
MnO	0.12	0.19	0.14	0.11	0.03	0.09
MgO	4.23	3.93	2.22	2.30	1.67	2.14
CaO	0.47	0.68	0.82	0.66	0.51	0.63
Na ₂ O	1.72	0.95	1.11	2.40	0.93	1.39
K ₂ O	3.51	3.90	4.45	4.36	4.18	3.25
P ₂ O ₅	0.20	0.27	0.16	0.21	0.20	0.24
H ₂ O	3.12	3.51	3.68	4.12	4.12	3.61
Total	99.94	99.51	100.22	99.74	99.46	99.19
FeO/Fe ₂ O ₃ + FeO	0.44	0.51	0.69	0.70	0.62	0.62
MgO/MgO + FeO	0.56	0.55	0.33	0.34	0.34	0.36

Composición mineralógica por orden de abundancia

1.(C.840) cuarzo, mica inc., granate, grafito, distena, cloritoide, estaurolita. 2. (C.379) mica inc., cuarzo, granate, grafito, cloritoide, biotita, clorita (m. opaca). 3. (C.394) Q, mica inc., plagioclasa, biotita, grafito, granate, mena opaca (clorita). 4.(C.658) Q, mica inc., plagioclasa, granate, grafito, biotita, clorita (rutilo, mena). 5.(H.171) Q, mica inc., biotita, grafito, mena opaca (clorita) (U. de C.B.). 6.(H.176) Q, mica inc., biotita, clorita, grafito, plagioclasa, mena opaca (rutilo)(U. de C.B.).

TABLA 4.16

Análisis químicos de metapelitas de la Formación de las Piletas

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	60.10	71.18	70.25	63.19	59.91	58.61
TiO ₂	0.35	0.68	1.12	0.97	0.73	0.94
Al ₂ O ₃	18.81	15.63	14.31	18.01	20.50	20.43
Fe ₂ O ₃	3.12	1.86	2.30	3.95	4.00	4.28
FeO	3.21	1.90	1.83	3.77	2.28	3.00
MnO	0.05	0.03	0.05	0.03	0.09	0.12
MgO	3.18	0.78	1.21	2.59	2.95	3.25
CaO	1.07	1.01	0.27	1.20	1.04	0.45
Na ₂ O	2.12	1.04	0.51	1.42	1.75	0.88
K ₂ O	4.00	2.49	3.50	3.05	4.41	4.04
P ₂ O ₅	0.31	0.13	0.21	0.12	0.10	0.21
H ₂ O	3.15	2.63	3.58	2.50	2.58	3.52
Total	99.47	99.36	99.14	100.80	100.34	99.73
FeO/Fe ₂ O ₃ + FeO	0.50	0.50	0.44	0.48	0.36	0.41
MgO/MgO + FeO	0.49	0.29	0.39	0.40	0.56	0.52

Composición mineralógica por orden de abundancia

1. (H.110) Q, mica inc., plag. granate, anf. clorita, epid. (biot.)
2. (C.327) Q, mica, granate, clorita, epidota (mena, rutilo)
3. (C.485) Q, mica, granate, turmalina, rutilo, biotita (apatito)
4. (C.282) Q, mica, granate, epidota, mena (clorita, plagioclasa)
5. (C.607) Q, mica, granate, clorita, distena, mena (carbonato, epidota)
6. (C.335) Q, mica, granate, cloritoide, estaurolita, clorita, rutilo (biotita)

neral, de la razón FeO/FeO + Fe₂O₃ en las rocas del zócalo que en las de la cobertera. Esta diferencia en el estado de oxidación de la roca debe ser considerada como uno de los factores que, a igualdad de otras variables intensivas y extensivas en relación con el metamorfismo, puede hacer que se formen asociaciones mineralógicas diferentes. De hecho, en la cobertera, los niveles con distinto grado de oxidación contienen asociaciones mineralógicas distintas.

Los análisis químicos muestran, además, que las metapelitas del área estudiada son, en general, moderadamente ricas en Al₂O₃ y sistemáticamente pobres en calcio. El contenido en alcalinos es relativamente alto, sobre todo en las rocas de la Formación del Cerro de los Lobos, en la cual es también evidente la pobreza en CaO con respecto al resto de las series (ver fig. 4.8). Esto unido a la relativamente alta cantidad de alúmina, puede explicar la sistemática coexistencia de paragonita y moscovita. Contenidos semejantes de Al₂O₃ son comunes en las rocas que contienen distena u otro silicato rico en alúmina. La falta de distena en ro-

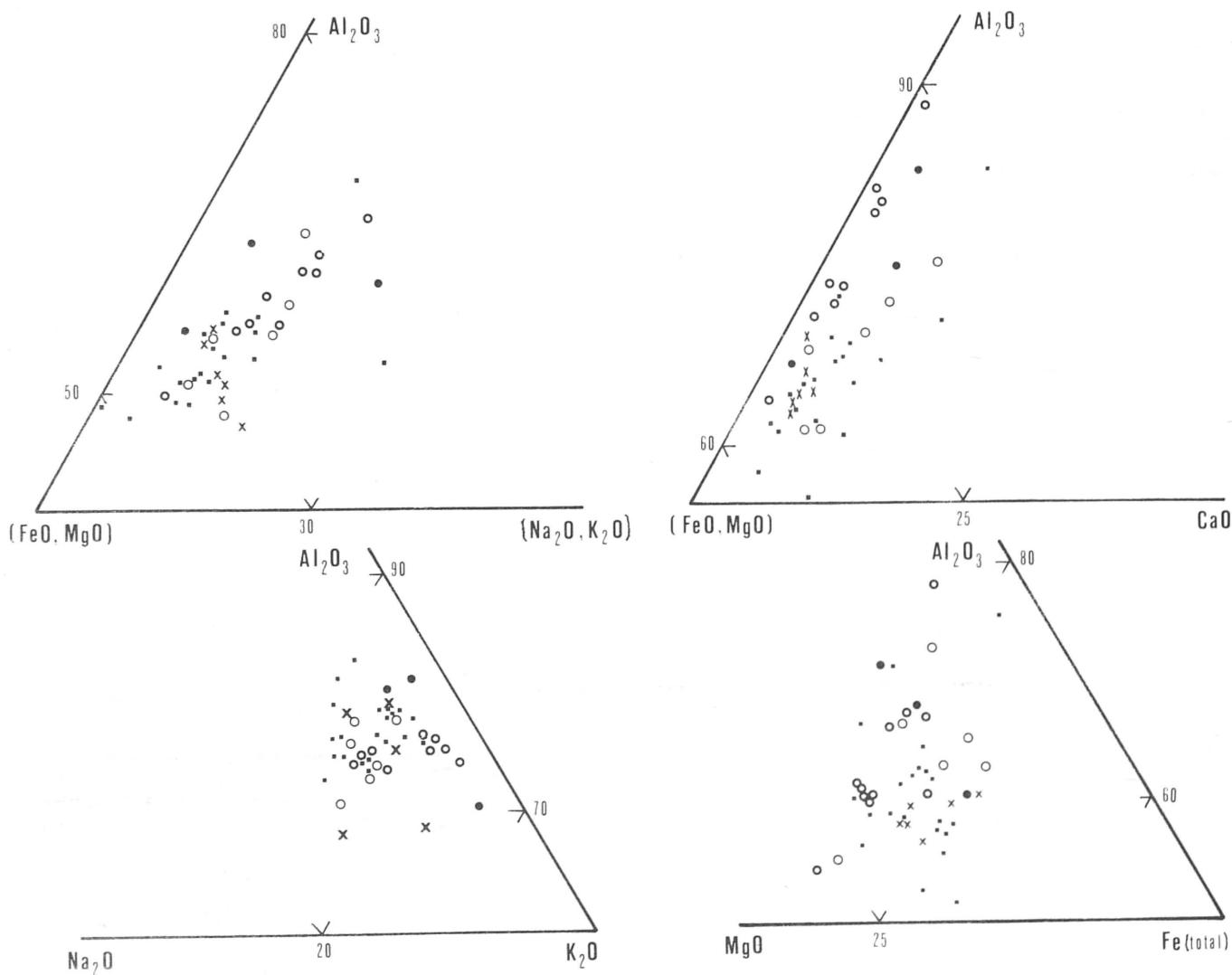


Figura 4.12

Representaciones triangulares diversas de la composición química de las metapelitas analizadas en la Sierra de Baza. Los análisis químicos correspondientes se encuentran en las tablas 4.10, 4.15, 4.16, 4.17, 4.31 y 5.1. Círculos finos: series del zócalo; puntos: conglomerado basal; cuadrados: Formación de la Rambla del Agua; círculos gruesos: Formación del Cerro de los Lobos; cruces: Formación de las Piletas.

cas con alto contenido en Al_2O_3 está relacionada con proporciones inadecuadas de otros componentes (FeO y MgO, p.e.), como se discutirá en el capítulo de petrogénesis.

La fig. 4.12 permite comparar gráficamente las variaciones más importantes de la composición química de las rocas analizadas. Los componentes de cada vértice representan los moles por ciento del óxido que figura en ellos. Esta figura sirve de base a la discusión petrogenética del capítulo Petrogénesis.

LAS METABASITAS Y LAS ROCAS CON SILICATOS CALCICOS

Las rocas básicas de la Formación de la Rambla del Agua

Desde el punto de vista petrográfico han sido diferenciados diversos tipos de rocas, que son los si-

guientes:

1. Eclogitas
 - 1.a) Eclogitas coroníticas
 - 1.b) Eclogitas no coroníticas
2. Metabasaltos
3. Anfibolitas

1. Eclogitas

Son rocas en las cuales se conserva todavía la estructura ígnea original, en la muestra de mano. En algunos ejemplares la estructura es masiva, en otros, la estructura ofítica o gabroídica es aún perfectamente reconocible. Estos caracteres estructurales ponen en evidencia la procedencia ígnea de estas rocas, apoyada por la forma de presentarse en afloramiento y como se confirma por las características petrográficas y químicas que se describen más adelante.

TABLA 4.18

Dimensiones de la celdilla unidad y otros datos físicos de clonopiroxenos, granates y anfíboles de las rocas máficas de la Rambla del Agua

CLINOPIROXENOS	a_o (Å)	b_o (Å)	c_o (Å)	β	v (Å ³)
Eclogita coronítica	9.5960(8)	8.772(7)	5.256(4)	106.77(6)	423.6(1.1)
Onfacita	9.6610(8)	8.832(7)	5.263(4)	106.39(5)	430.8(1.1)
GRANATES	n_D				
Anfibolita	11.6150(8)	1.790(2)	1560.0(0.4)		
Anfibolita	11.6219(4)	1.785(2)	1569.8(0.2)		
Anfibolita	11.6182(11)	1.789(2)	1568.3(0.5)		
Anfibolita	11.6189(11)	1.794(2)	1568.6(0.5)		
Eclogita coronítica	11.562(5)	1.774(2)	1545.6(2.0)		
Eclogita coronítica	11.579(1)	1.788(2)	1552.4(0.4)		
ANFIBOLES	a_o (Å)	b_o (Å)	c_o (Å)	β	v (Å ³)
Anfibolita	9.820(2)	18.003(5)	5.294(1)	104.80(1)	904.8(6)
Anfibolita	9.804(6)	18.059(12)	5.317(3)	104.93(2)	909.5(1.7)
Anfibolita	9.814(6)	17.995(11)	5.317(3)	104.74(2)	908.1(1.7)
Anfibolita	9.799(5)	18.030(10)	5.321(3)	104.74(2)	909.2(0.7)
Anfibolita	9.764(5)	17.935(9)	5.308(3)	104.66(2)	899.3(1.5)
Anfibolita	9.799(3)	17.986(5)	5.309(1)	104.77(10)	904.8(1.2)
Eclog.cor. (verde palido)	9.837(9)	17.958(16)	5.292(5)	104.84(3)	903.7(2.7)
Eclog.cor. (verde oscuro)	9.784(3)	17.964(6)	5.297(2)	104.68(2)	900.6(1.0)

REACTIVOS FABRICADOS EN ESPAÑA PARA FLOTACION DE MINERALES

Serie **SPELD**®

Colectores específicos y del tipo de ditiofosfatos.

Speld 1.333
Speld 1.334
Speld 1.335
Speld 3.456
Speld 2.575
Speld 2.666
Speld 2.670
Speld 5.658
Speld S

Serie **FLEX**®

Tipo xantatos
Flex 315/P (Amylxantato)

Consúltenos para cualquier otro tipo de xantato.

Solicite a nuestros Servicios Técnicos información y muestras



CANDINA

DIVISION TENSOACTIVOS
FABRICA Y OFICINAS:

Avenida Candina, 16 al 26. Apartado 287
Teléfono 23 49 06 - SANTANDER (España)

Al microscopio, las rocas descritas muestran claramente reajustes texturales producidos por el metamorfismo alpino, por lo que la textura ígnea es sólo parcialmente reconocible. Por ejemplo, los "fenocristales" han sido sustituidos por un agregado de minerales. La matriz ha sido totalmente recristalizada y solamente se encuentran restos de piroxeno parcialmente anfibolitizado.

1.a) Eclogitas coroníticas

La mayor parte proceden de rocas con textura original ofítica y, sobre todo, gabroídica. Están caracterizadas por la textura coronítica, la cual consiste en un agregado de pequeños granates (del orden de

TABLA 4.19

Análisis químicos de clinopiroxenos en las metabasitas de la Formación de la Rambla del Agua.

1. Eclogita coronítica
2. Borde simplectitizado del siguiente análisis
3. Centro de un cristal relicto en una anfibolita
4. Eclogita no coronítica
5. Onfacita simplectitizada en metabasalto

	PIROXENOS				
	CH-10-3-3R	GW-45'	GW-45'	C-986	C-667
	1	borde 2	centro 3	4	5
SiO ₂	56.320	57.210	56.720	55.820	58.070
Al ₂ O ₃	14.210	10.970	10.520	10.970	15.650
Fe (como FeO)	5.870	7.800	7.670	6.120	5.950
MgO	5.210	4.560	5.370	8.710	3.760
MnO	0.050	0.050	0.040	0.080	0.090
CaO	17.180	12.120	10.510	11.360	6.100
Na ₂ O	10.510	7.160	8.400	7.610	10.930
K ₂ O	—	—	—	—	—
TiO ₂	0.080	0.070	0.090	0.015	0.040
Total	99.430	99.940	99.320	100.82	100.59

FORMULA ESTRUCTURAL CALCULADA SOBRE 6 OXIGENOS

Si	2.005	2.040	2.023	1.982	2.032
Al ^{IV}	—	—	—	0.018	—
Al ^{VI}	0.597	0.461	0.441	0.441	0.643
Fe	0.175	0.232	0.205	0.181	0.174
Mg	0.276	0.242	0.285	0.461	0.192
Mn	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002
Ca	0.274	0.463	0.400	0.433	0.229
Na	0.728	0.495	0.582	0.524	0.740
Ti	0.002	0.002	0.002	0.006	0.001
Jd	56.2%o	34.3%o	40.140	38.800	60.100
Ac	16.5%o	17.3%o	18.740	15.900	16.100
Di+ Hd	27.3%o	48.4%o	41.120	45.300	23.600

III CERTAMEN INTERNACIONAL

DE

MINERALES Y FOSILES

DIAS 10, 11 y 12 de Octubre de 1981

ESCUELA TECNICA SUPERIOR

DE INGENIEROS DE MINAS

MADRID, Rios Rosas 21

ENTRADA LIBRE

ORGANIZAN:

SOCIEDAD ESPAÑOLA DE MINEROLOGIA

INSTITUTO GEMOLOGICO ESPAÑOL

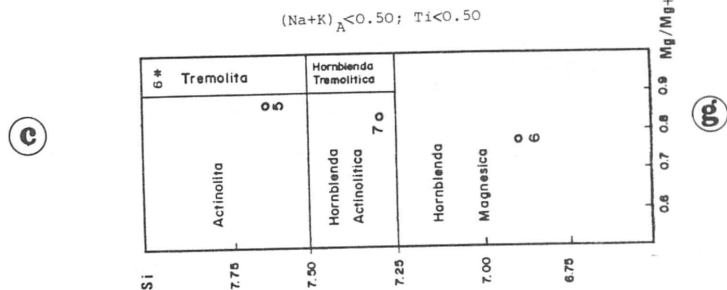
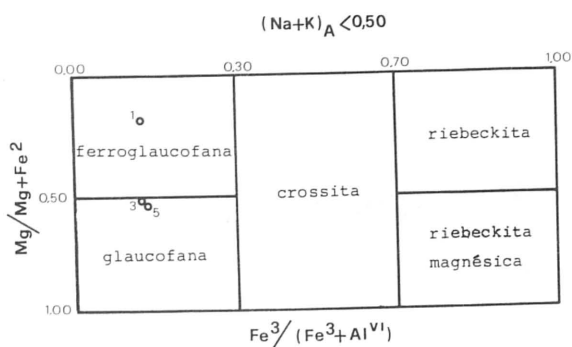
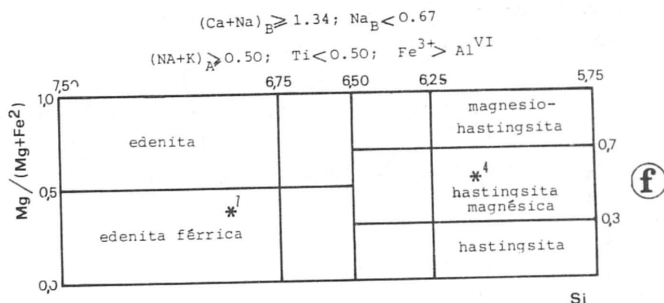
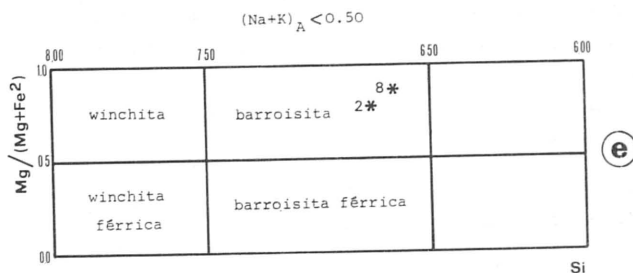
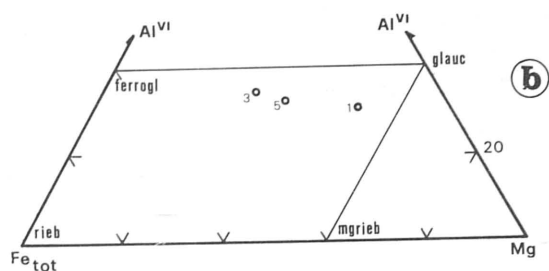
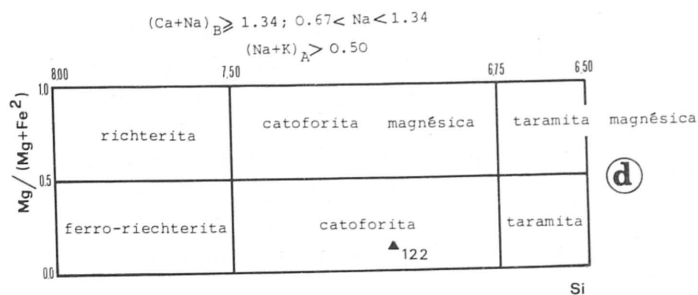
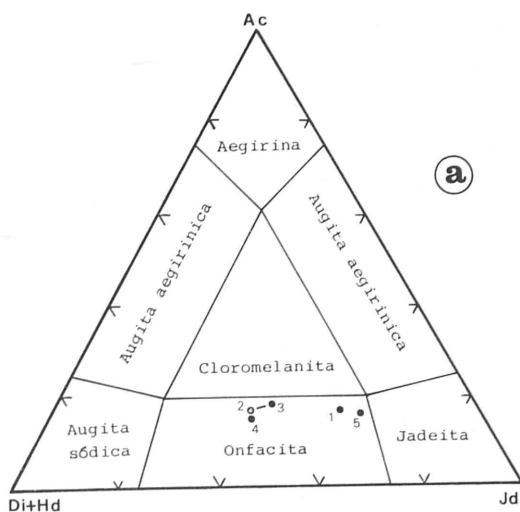


Figura 4.13 (a, b, c, d, e, f y g)

(a) Representación de los clinopiroxenos analizados de las metabasitas en el diagrama triangular Ac-Di + Hd-Jd, tomado de ESSENE y FYFE (1967). Los análisis se muestran en la tabla 4.19. Círculos: borde de los cristales; puntos: centros o cristales homogéneos. (b) y (c) Situación de los puntos representativos de tres análisis de glaucofanas (tabla 4.21) en los diagramas de BOCQUET (1974) y LEAKE (1978) respectivamente. (c) Representación en el diagrama de LEAKE (op. cit.) del anfíbol de la tabla 4.30. (d, e, f) Los análisis de la tabla 4.19 (asteriscos) representados en el diagrama de LEAKE. (f) Los círculos representan algunos de los anfíboles analizados en las eclogitas coroníticas, que se muestran en la tabla 4.20. Como se puede observar, los centros de algunos anfíboles muestran ser, en muchos casos, glaucofana s.str., en tanto que los bordes son de barroisita o hastingsita magnésica. El anfíbol edenítico ha sido analizado en una muestra con silicatos cálcicos (ver apartado IV.4.1.3).

0,2 - 0,3 mm) idiomorfos o hipidiomorfos que se disponen alrededor de los siguientes minerales: clinopiroxeno ± anfíbol ± mica incolora (en equilibrio textural como indica por su textura decusada, foto 36). El conjunto presenta formas rectangulares, redondeadas o irregulares (foto 35). Estas formas están probablemente condicionadas por la de los cristales preexistentes (probablemente plagioclasa), a los cuales mimetizan.

El clinopiroxeno tiene composición onfacítica (tabla 4.18) del tipo descrito por CLARK y PAPIKE (1968) en California y en los Alpes (EDGAR et al., 1969; OGNIBEN, 1968; MOTTANA, 1971). El porcentaje aproximado de jadeita en este piroxeno, determinado a partir de las curvas determinativas de EDGAR et al. (1969), oscila alrededor del 42

por ciento. Porcentajes algo más elevados dan los resultados de los análisis químicos de este mineral que se muestran en la tabla 4.19.

Del anfíbol coexistente con la onfacita en el centro de las coronas de granate descritas, han sido determinadas sus características cristalográficas por difracción de rayos-X (tabla 4.18). Presenta un volumen de celdilla no demasiado grande (904 Å) y tiene un color verde claro en los granos y poco coloreado, casi incoloro, en lámina delgada. Análisis químicos por medio de la microsonda han permitido identificarlo como una variedad de anfíbol rica en Al₂O₃, FeO, Na₂O y K₂O, clasificable como una hornblenda magnésica-subcálcica siguiendo la nomenclatura de LEAKE (1968, 1978). En los párrafos que siguen este anfíbol será denominado

TABLA 4.20

1. Augita diópsídica;
2. Centro de granates;
3. Borde de granates en texturas coroníticas;
4. Granates retrometamorfizados;
5. Centro de granate en una anfíbolita;

6. Borde de los anteriores (muestra CH.19.7.5);
7. Actinolita subcálcica;
8. Hornblenda magnésica subcálcica;
9. Hornblenda antinolítica (muestra CH.10.3.3R)

	Clinopiroxeno		3	Granate			7	Anfíbol	
	1	2		4	5	6		8	9
	$\bar{X} = 7$ desv.S	$\bar{X} = 6$ desv.S					$\bar{X} = 9$ desv.S	$\bar{X} = 7$ desv.S	
SiO ₂	49.41(0.64)	39.42(0.15)	39.68	39.23	35.40	36.34	54.63(0.51)	48.69(0.79)	51.55
TiO ₂	1.59(0.22)	0.12(0.09)	0.04	0.07	—	—	0.10(0.04)	0.29(0.11)	0.46
Al ₂ O ₃	4.92(0.54)	21.73(0.21)	22.04	21.68	20.07	20.02	5.66(0.84)	12.45(1.04)	9.61
Cr ₂ O ₃	0.57(0.12)	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	5.50(0.19)	23.61(0.42)	23.26	20.35	29.46	29.53	5.40(0.20)	7.42(0.23)	6.30
MnO	0.11(0.01)	0.81(0.09)	0.77	0.63	2.43	0.75	0.03(0.02)	0.03(0.02)	0.04
MgO	14.71(0.31)	8.42(0.56)	8.19	6.14	0.99	1.14	18.63(0.86)	14.94(0.72)	15.64
CaO	21.88(0.24)	6.23(0.78)	6.56	12.09	11.63	12.19	9.91(0.32)	9.08(0.33)	8.64
Na ₂ O	0.45(0.03)	—	—	—	—	—	2.48(0.36)	3.52(0.29)	3.73
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	0.23(0.05)	0.54(0.15)	0.32
	94.14	100.34	100.54	100.19	99.97	99.97	97.07	96.96	96.29

FORMULA ESTRUCTURAL

Si	1.840	3.012	3.016	3.007	4.815	4.911	7.621	6.919	7.297
Al ^{IV}	0.160	—	—	—	0.029	—	0.379	1.081	0.703
Al ^{VI}	0.055	1.956	1.977	1.959	3.185	3.181	0.554	1.003	0.901
Ti	0.045	0.007	0.002	0.005	—	—	0.008	0.030	0.049
Cr	0.018	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ²⁺	0.172	1.510	1.481	1.303	3.355	3.336	0.629	0.880	0.746
Mn	0.004	0.051	0.050	0.041	0.278	0.081	0.003	0.003	0.006
Mg	0.817	0.959	0.928	0.700	0.196	0.227	3.873	3.169	3.299
Ca	0.873	0.510	0.535	0.995	1.694	0.761	1.484	1.384	1.310
Na	0.031	—	—	—	—	—	0.671	0.974	1.024
K	—	—	—	—	—	—	0.033	0.103	0.057
O	6.000	12.000	12.000	12.000	—	—	23.000	23.000	23.000
cat.	4.015	8.005	7.989	8.010	5.552	4.405	15.255	15.546	15.392
mg	—	—	—	—	—	—	0.860	0.780	0.820

como del tipo I (tabla 4.20, fig. 4.13).

Los granates de las coronas son de composición fundamentalmente homogénea (ver tabla 4.20) aunque un ligero y sistemático aumento de CaO y un concomitante decrecimiento en MgO-FeO se encuentra del centro al borde de los cristales. Las características cristalográficas de estos granates se encuentran en la tabla 4.18. Asimismo, están representados en término de Alm-Pir.-Esp.-Gros. en las fig. 4.14 a y b. En ellas se puede observar la pobreza en el componente piropo de estos granates, comparativamente menor al de los granates de mayor temperatura, representados en la misma figura.

Son bastante abundantes los rectos de fenocristales de clinopiroxeno de origen ígneo (foto 32) dispersos en la roca. Su composición química (tabla

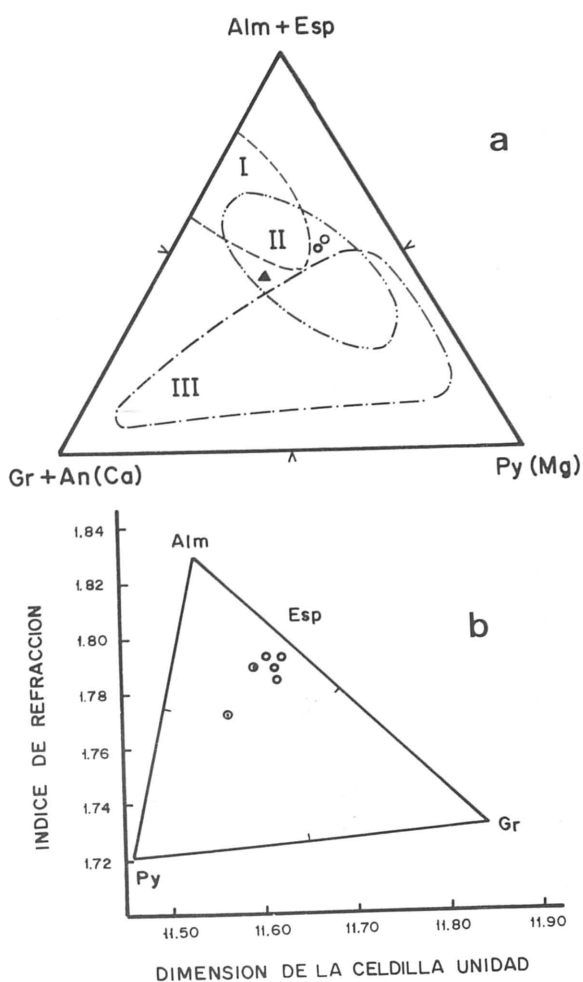


Figura 4.14 (a, b)

Composición de los granates sobre la base de la microsonda (a) y determinaciones físicas (b).

(a) Círculos: media de 6 análisis químicos, en trazo grueso los núcleos y en fino los bordes (ver tabla 4.20); triángulos: granates homogéneos aislados (tabla 4.20). Los campos I, II y III delimitan las composiciones de los granates de las eclogitas relacionadas con kimberlitas, anfíbolita y esquistos con glaucófana respectivamente (LOVERING y WHITE, 1969).

(b) Círculos: granates de anfíbolitas; círculos centrados: granates de eclogitas.

4.20) es típica de las augitas ricas en componentes félsicos. Esta composición es la normal en basaltos alcalinos (LE BAS, 1962; FODOR et al. 1975) (fig. 4.15).

La augita ha sido transformada a anfíbol durante el metamorfismo. Este último se encuentra en el borde de los antiguos cristales, muy frecuentemente con continuidad óptica con el clinopiroxeno. Presenta un volumen de celdilla más pequeño que el anfíbol de tipo I (9.000 Å). El resto de las características cristalográficas se pueden ver en la tabla 4.18), y es algo más coloreado que aquel en lámina delgada. Químicamente se trata de una variedad de anfíbol rico en SiO₂, MgO y CaO que puede ser clasificada como una actinolita subcálcica (tabla 4.20, fig. 4.13 g) (LEAKE, op. cit.). Este anfíbol será en lo sucesivo referido como anfíbol tipo II.

Las relaciones texturales de estos dos tipos de anfíbol es, como se ha visto, bastante clara con respecto a las fases mineralógicas de las cuales probablemente proceden (augita y posible plagioclasa). Sin embargo, ambas variedades aparecen mezcladas, o más frecuentemente, muestran una ordenación zonada como sigue: alrededor de los relictos de augita se encuentra una aureola de la variedad II de anfíbol, que es reemplazada hacia los bordes por un agregado de anfíbol del tipo I. La superficie de contacto entre las dos variedades coincide con la interfase clinopiroxeno/plagioclasa de la roca ígnea original. La zona más externa está constituida por la corona de granate. Esto sugiere que la recrystalización metamórfica es mimética y por tanto se produce en condiciones de volumen constante.

Son además bastante comunes, en estas rocas, los pseudomorfos de rutilo + cuarzo dispersos homogéneamente. Proceden seguramente de antiguos cristales ígneos de magnetita titanífera (ilmeno-magnetita). Ocasionalmente desarrollan también coronas de granate como se muestra en la foto 33.

La asociación mineralógica descrita responde al metamorfismo de rocas básicas en condiciones de alta presión y relativamente baja temperatura, típicas en las facies de las eclogitas, y se incluyen en una tabla global del final del capítulo.

1.b) Eclogitas no coronáticas

Este tipo de eclogitas, son texturalmente bastante diferentes de las anteriores. No se han desarrollado en ellas las coronas de granate típicas de aquéllas y, por lo que se refiere al tipo de roca original, en este grupo predominan, en contraposición al anterior, las texturas ofíticas y, sobre todo, porfídicas. Pueden representar un tipo transicional a metabasaltos.

El granate se encuentra en cristales de mayor tamaño que los de las rocas anteriores. Son generalmen-

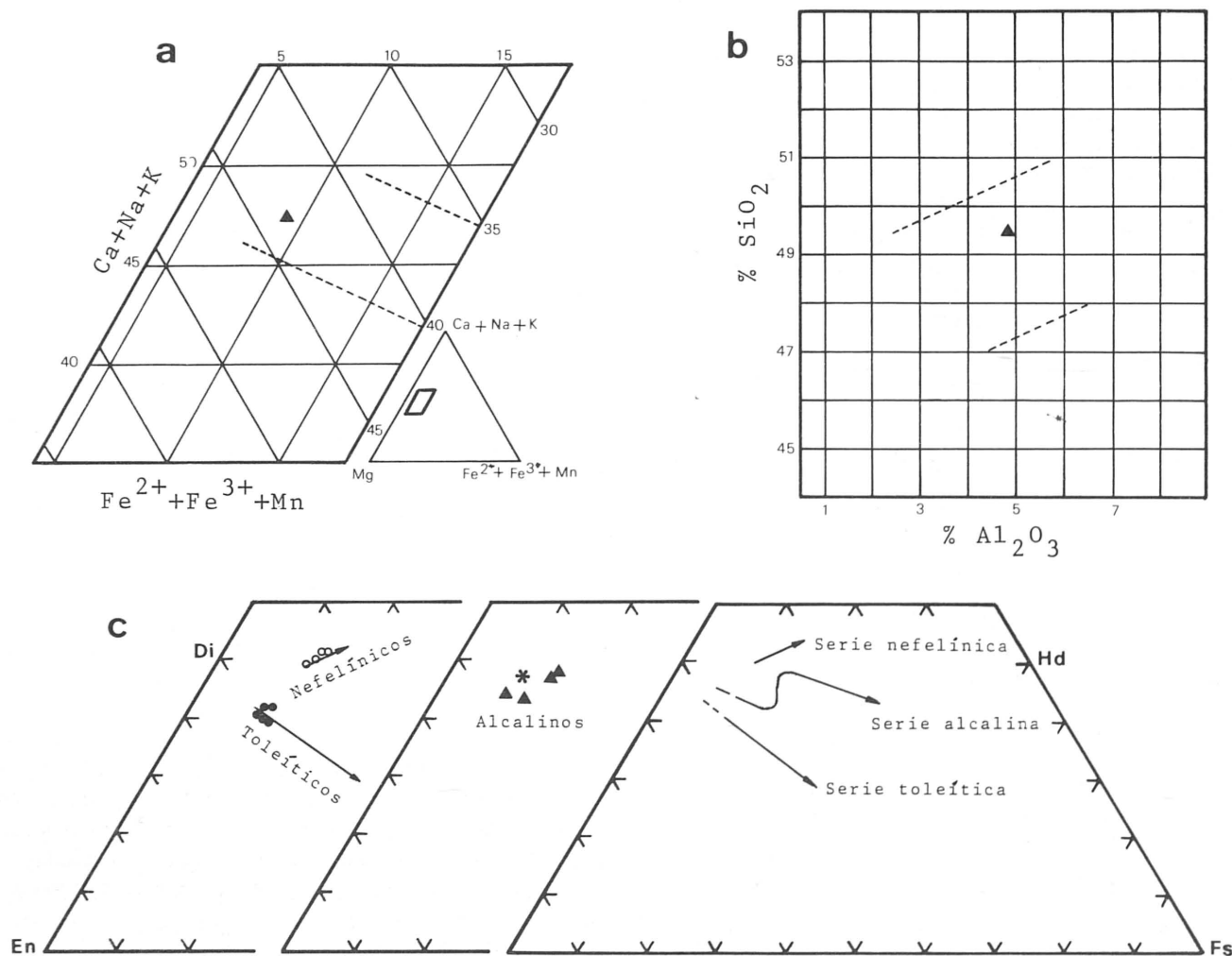


Figura 4.15 (a, b, c)

(a y b) El piroxeno ígneo analizado (nº 1, tabla 4.20) se sitúa en el campo de los basaltos alcalinos en los diagramas de LE BAS (1962). Dicho campo está delimitado por las líneas en trazo discontinuo. (c) Composición media de clinopiroxenos en rocas de las series toleítica, alcalina y nefelínica (FODOR et al., 1975). El piroxeno ígneo analizado se representa por un asterisco.

te idiomorfos, aunque la mayor parte se encuentran fracturados y corroídos a lo largo de las fracturas y en el borde por anfíbol(es) (ver en los párrafos siguientes el tipo de transformación). Desde el punto de vista químico, con respecto a los anteriores (tabla 4.20), muestran un fuerte empobrecimiento en el componente grosularítico. Granates de esta composición se encuentran, aunque muy raramente, aislados en la matriz de las eclogitas coroníticas. Este tipo de granate podría representar una segunda fase de blastesis más tardía, pero ha debido formarse en relación con la misma fase de alta presión que ha dado lugar a las coronas de granate, ya que se encuentra localmente transformado en glaucofana.

Anfíboles de diversas composiciones se encuentran en la roca en diferentes situaciones texturales: 1) interpenetrados con pequeños cristales de clinopiroxeno en la matriz, de la cual es el principal componente; 2) en cristales de relativamente mayor tamaño, del tipo II y uralizando el piroxeno

ígneo; y 3) transformando otros minerales (p.e. granate, glaucofana).

El anfíbol de la matriz es una variedad distinta a las anteriores. Se presenta en cristales fuertemente coloreados, en tonos verdes-azulados, que eventualmente presentan los núcleos de color violeta (glaucofana). Los resultados del análisis por difracción de rayos-X (tabla 4.18) del anfíbol verde-azul (la glaucofana no ha sido posible separarla con el mismo objetivo debido a su situación textural relict) muestran que se trata de la variedad con mayor volumen de celdilla de los tres estudiados (909 Å). Químicamente (ver tablas 4.20 y 4.21) se puede considerar una variedad intermedia entre los tipos I y II. Se trata de una hornblenda actinolítica subcálcica según la clasificación de LEAKE (1968, 1978). Por lo que se refiere a la glaucofana, los resultados de los análisis químicos de la tabla 4.21, permiten, siempre según la nomenclatura de LEAKE (op. cit.), clasificarla como una glaucofana s. str. y dos ferroglaucofana. La fig. 4.13 b, c y g muestra gráfi-

TABLA 4.21

Análisis químicos de anfíboles de asociaciones mineralógicas diversas.

1 y 2: cristal zonado en una anfíbolita;

3 y 4: cristal zonado en un metabasalto;

5: cristal de glaucofana de un metabasalto;

6: tremolita en una serpentinita;

7: anfíbol de una roca calciosilicatada;

8: barroisita de una simplectita formada a partir de onfacita (ver tabla 4.23)

	CH.19.7.5 centro 1	CH.19.7.5 borde 2	GW.R centro 3	GW.R borde 4	GW.64A homog. 5	C.351 homog. 6	C.312b homog. 7	C.374 homog. 8
SiO ₂	57.63	46.97	56.31	41.05	55.77	58.84	44.89	46.27
TiO ₂	0.28	0.47	0.51	—	0.15	0.01	—	0.35
Al ₂ O ₃	10.15	13.47	11.43	13.65	11.31	0.50	7.83	12.47
FeO *	7.62	10.16	15.12	19.21	16.30	1.58	24.36	15.16
MnO	0.19	0.13	0.09	—	0.10	0.01	0.20	0.10
MgO	12.71	10.17	6.93	9.29	6.31	24.00	6.69	11.99
CaO	2.65	5.51	0.35	11.27	0.31	13.40	11.60	4.97
Na ₂ O	6.25	4.56	7.32	3.46	6.95	0.01	1.04	6.07
K ₂ O	0.07	—	0.12	—	0.31	—	—	0.09
Total	97.55	95.97	98.18	97.83	97.52	98.35	96.61	97.47
Fe ₂ O ₃	2.07	12.43	2.41	6.47	2.37	0.05	5.73	11.25
Si	7.867	6.765	7.859	6.131	7.878	7.958	6.897	6.651
Al ^{IV}	0.133	1.325	0.141	1.869	0.122	0.042	1.103	1.349
Σ	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	1.491	0.814	1.737	0.534	1.763	0.037	0.315	0.758
Fe ²⁺	0.632	0.592	1.485	1.676	1.640	0.173	2.518	0.466
Fe ³⁺	0.213	1.346	0.251	0.723	0.255	0.006	0.611	1.209
Mg	2.584	2.182	1.443	2.067	1.324	4.837	1.531	2.565
Mn	0.025	0.150	0.008	—	0.008	0.001	—	0.009
Ti	0.025	0.005	0.050	—	0.017	0.001	0.024	0.069
Σ oct.	4.970	5.000	4.974	5.000	4.984	5.005	5.000	5.007
Ca	0.386	0.850	0.050	1.804	0.042	1.942	1.910	0.760
Na(M ₄)	1.614	1.150	1.950	0.196	1.902	0.030	0.090	1.233
Mn	2.000	2.000	2.000	2.000	1.944	2.000	2.000	2.000
Na(A)	—	0.124	0.018	0.807	—	—	0.220	0.462
K	0.012	—	0.016	—	0.051	—	—	0.015
A	0.012	0.124	0.034	0.807	0.051	—	0.220	0.477

FeO * = Fe total

camente la composición química de estos cuatro anfíboles.

El anfíbol verde-azul es la variedad que comúnmente transforma a los granates en el borde de los cristales y a lo largo de las fracturas. Ocasionalmente se encuentra glaucofana en contacto directo con el granate o en la zona central de las fracturas. Sólo en un caso, la glaucofana es el único anfíbol de transformación del granate.

En este tipo de eclogitas, la onfacita se presenta con características texturales diferentes a las rocas del grupo anterior. Constituye cristales de bastante mayor tamaño (del orden de 1 mm frente a 0,3-0,4

mm), en la mayor parte de los casos simplectizados por anfíbol del tipo II y albíta.

Sólo en este tipo de rocas (y solamente en una muestra) se encuentran coronas de cristales de epidota muy pequeños (no determinables ópticamente) que rodean a relictos de distena casi totalmente corroída por mica incolora. Se trata probablemente de pseudomorfos de antiguos cristales de lawsonita.

Anfíbol verde-azul, la simplectita, mica incolora, epidota y los locales agregados (a veces muy abundantes) de clorita, epidota y albíta han sido considerados como productos de la transformación de la asociación eclogítica en una fase de mayor T suce-

siva.

2. Metabasaltos

Estas rocas presentan textura porfídica (foto 31), con fenocristales desorientados de color blanco en el seno de una matriz verde de grano muy fino. Otros ejemplares de mano pueden corresponder a la matriz (¿microcristalina o vítrea? original) de la roca ígnea. Al microscopio se observa cómo los antiguos fenocristales han sido totalmente reemplazados por paragonita, paragonita + clorita + albita ± epidota. Los análisis químicos de estos minerales se encuentran en la tabla 4.22.

La matriz está constituida por un agregado de cristales de dimensiones variables, compuesto por anfíbol + plagioclasa + epidota + cuarzo ± mica incolora ± biotita ± clorita. Son poco abundantes los relictos, parcialmente anfibolitizados, de clinopiroxeno ígneo. Localmente se encuentran pseudomorfos de antiguos cristales de ankerita (calcita + limonita) y de ilmenomagnetita (rutilo + cuarzo, foto 33).

En uno de los metabasaltos llama la atención, en la muestra de mano, una especie de manchas circulares, de dimensiones del orden de 1-2 mm de diámetro, de color verde más claro que la matriz y de grano muy fino. Al microscopio estas zonas resultan ser cristales circulares de plagioclasa (algunos de ellos zonados), con numerosas inclusiones no identificables ópticamente, pero con características geométricas muy similares a las vermículas de las simplectitas procedentes de anfacita. El análisis químico por microsonda dio los resultados que se muestran en la tabla 4.23.

TABLA 4.22

Análisis químicos de los componentes de un pseudomorfo de un fenocristal en una muestra de metabasalto (C.226)

	Paragonita	Clorita	(1)		Albita
SiO ₂	46.94	27.700	Si	5.322	67.59
Al ₂ O ₃	40.14	26.040	Al ^{IV}	2.608	20.16
TiO ₂	—	0.001	Al ^{VI}	3.433	—
FeO *	0.41	9.450	Fe	1.555	—
MnO	—	—	Mg	7.640	12.63
MgO	0.65	26.050	Na	0.002	—
CaO	0.24	0.001			0.50
Na ₂ O	7.46	0.005			11.01
K ₂ O	—	—			0.15
H ₂ O	4.37	10.160			0.71
Total	100.21	99.400			99.97

* Todo el Fe está calculado como FeO

(1) Fórmula calculada sobre 36 oxígenos

TABLA 4.23

Análisis químicos de una posible simplectita recristalizada (C.374-A)

	Plagioclasa		Inclusiones
	Centro	Borde	Centro
SiO ₂	66.25	58.71	46.270
Al ₂ O ₃	20.42	26.75	12.470
TiO ₂	—	—	0.035
FeO *	0.04	0.03	15.160
MnO	—	—	0.100
MgO	0.25	—	11.990
CaO	0.21	7.22	4.970
Na ₂ O	12.10	6.72	6.070
K ₂ O	0.29	0.12	0.090
Total	99.56	99.55	97.470

* FeO = Fe Total

La plagioclasa es una albita en el centro de los cristales y andesina en el borde. Las inclusiones son de anfíbol, de composición intermedia entre el anfíbol tipo II y tipo III de la tabla 4.20. Según la clasificación de la I.M.A. recopilada por LEAKE (1978), ha podido ser identificado como barroisita, como se puede observar en la fig. 4.13 en la que se puede comparar, además, con el resto de los anfíboles encontrados en las metabasitas.

Las formas geométricas del anfíbol y su composición química sugieren que estos agregados pueden tratarse de simplectitas recristalizadas. La autora no puede resolver el problema del porqué, en este único caso, la simplectita es tan rica en componente félsico. Una simple destrucción de un cristal original de onfacita (aun suponiendo un contenido en jadeita cerca del extremo) no puede dar lugar a tanta albita si no es porque ha existido reacción con la matriz en el sentido que indica el equilibrio siguiente:



3. Anfibolitas

Son rocas de color verde oscuro. Generalmente con un buen desarrollo de estructuras foliadas. Se suelen encontrar en los mismos cuerpos ígneos que metabasaltos y eclogitas, normalmente en los bordes de los afloramientos. De hecho, en muchos casos se pueden considerar como derivados anfibolitizados de eclogitas y metabasaltos. En otros casos, por el contrario, si bien sugieren que se trata de ortoderivados, no se encuentran evidencias, texturales y mineralógicas, que prueben que la roca ígnea, de la cual procede, había sido previamente

equilibrada como eclogita o metabasalto, en la primera fase del metamorfismo alpino.

Las variaciones más significativas en la composición mineralógica estriban en la presencia o ausencia de granates, onfacitas y glaucofana. Cloritoide se ha encontrado en una sola muestra. La mica incolora es sobre todo común en las variedades con onfacita. Carbonato y clorita son bastante frecuentes aunque en cantidades variables. La epidota más común en estas rocas es la pistacita; sin embargo, no son raros los relictos de zoisita y menos comúnmente de clinozoisita. Biotita y, sobre todo, clorita son generalmente productos de transformación tardía de granates y anfíbol.

La glaucofana se encuentra siempre como relicto en el centro de los cristales de anfíbol verde-azul o bien englobada por peciloblastos de granate. En ambos casos es evidente su orientación preferencial paralelamente a la esquistosidad principal. Los análisis químicos de ambos tipos de anfíbol, efectuados sobre cristales zonados como los descritos, se pueden ver en la tabla 4.21. Asimismo, han sido

representados en los diagramas de LEAKE (op. cit.), que son el motivo de la fig. 4.13.

Los granates presentan numerosas inclusiones que dibujan una S_j , recta, plegada o rotacional. En algunos casos están sólo ligeramente rotados, permitiendo reconocer su carácter helicítico respecto de la esquistosidad principal.

La onfacita no es un mineral raro en estas rocas. Se presenta en cristales orientados paralelamente a la esquistosidad principal y parcialmente simplectitizados. El análisis químico de uno de estos cristales, que se muestran en la tabla 4.19, ha permitido detectar una disminución del contenido en jadeita del centro a los bordes del cristal. En las rocas que han sido más fuertemente afectadas por la segunda fase alpina, los restos de onfacita han desaparecido, al tiempo que la simplectita ha recrystalizado.

Datos químicos

Han sido químicamente analizadas doce muestras de rocas básicas, tanto en el contenido de elemen-

TABLA 4.24

Análisis químicos de elementos mayores (porcentaje en peso) y de elementos en trazas (ppm) de las rocas máficas de la Formación de la Rambla del Agua

	ECLOGITAS				METABASALTOS				ORTOANFIBOLITAS			
	CH-10 3-3R	C 182-R	C 164-D	C 189-A(1)	C 228	C 164	GW 136"	C 189-A(2)	C 164-E	C 189-B(1)	C 189-B(2)	C 189-C
SiO ₂	46.84	48.09	46.47	47.44	46.89	46.82	47.60	47.57	43.25	45.73	46.25	45.49
Al ₂ O ₃	17.24	18.93	16.02	17.88	16.14	18.54	19.92	17.75	13.94	15.49	16.39	16.60
Fe ₂ O ₃	2.82	3.45	2.59	2.24	4.04	2.90	3.10	3.19	7.30	3.40	4.14	3.87
FeO	5.70	3.58	5.54	5.15	5.83	3.34	3.88	4.11	6.26	7.63	7.41	7.61
MnO	0.21	0.17	0.17	0.13	0.14	0.11	0.07	0.16	0.22	0.18	0.24	0.22
MgO	9.55	5.90	10.60	10.02	7.29	8.12	6.15	7.95	4.35	9.85	7.30	8.07
CaO	10.15	11.95	10.85	10.24	9.30	11.82	9.50	11.76	12.30	9.40	9.37	8.72
Na ₂ O	3.25	3.78	3.00	3.36	3.80	3.41	4.18	3.02	2.24	3.21	3.50	3.68
K ₂ O	0.33	0.88	0.63	0.23	0.59	0.17	0.44	0.76	0.13	0.35	0.20	0.38
TiO ₂	1.25	1.46	1.34	1.32	2.20	1.00	1.38	1.30	5.98	1.09	1.18	1.24
P ₂ O ₅	0.30	0.31	0.29	0.30	0.28	0.14	0.27	0.28	0.27	0.20	0.16	0.17
H ₂ O	1.93	1.43	2.26	1.70	2.83	3.37	3.22	1.75	3.38	3.27	3.28	3.20
	99.57	99.84	99.76	100.01	99.33	99.74	99.71	99.60	99.62	99.80	99.42	99.25
Ba	40	97	110	77	53	38	59	53	53	31	29	36
Co	30	21	32	32	20	22	19	25	32	35	19	20
Cr	595	338	400	591	612	286	337	312	124	595	365	315
Cu	23	9	17	42	6	8	10	8	58	7	7	7
Ni	210	74	202	242	141	198	70	127	72	217	56	140
Rb	—	12	6	4	10	10	6	9	—	—	6	13
Sr	303	379	326	344	378	322	524	371	273	111	51	33
V	161	183	179	160	257	143	159	175	1.042	154	164	171
Zr	124	118	103	131	111	93	142	106	167	80	80	82
Y	17	19	14	18	17	17	20	16	23	15	17	19

(—) no detectados.

tos mayores como de algunos elementos menores. Los resultados de estos análisis (GOMEZ-PUGNAIRE et al., 1979) se muestran en la tabla 4.24.

La selección de muestras analizadas ha tenido en cuenta las posibles variaciones químicas que se han podido producir durante el metamorfismo alpino. Por ello, se han seleccionado dos series tomadas en los dos cuerpos máficos más importantes del área estudiada. En cada uno de ellos se han tomado muestras seriadas de las transiciones eclogita-metabasalto-anfibolita. Teniendo en cuenta este criterio, se han escogido para analizar tres eclogitas coroníticas, una eclogita del tipo 1b, dos metabasaltos que presentan, localmente desarrolladas, coronas de

granate, dos metabasaltos típicos y cuatro anfibolitas con ocasionales relictos, sea de minerales ígneos, sea de minerales de la paragénesis eclogítica.

1) Elementos mayoritarios

En todas las muestras analizadas, la composición global es semejante a la de un basalto. Sin embargo, existen variaciones de unas a otras que pueden ser relacionadas con el metamorfismo alpino. De hecho, se observa un enriquecimiento en álcalis de los metabasaltos a las eclogitas; en cambio las anfibolitas son claramente más ricas en hierro total que

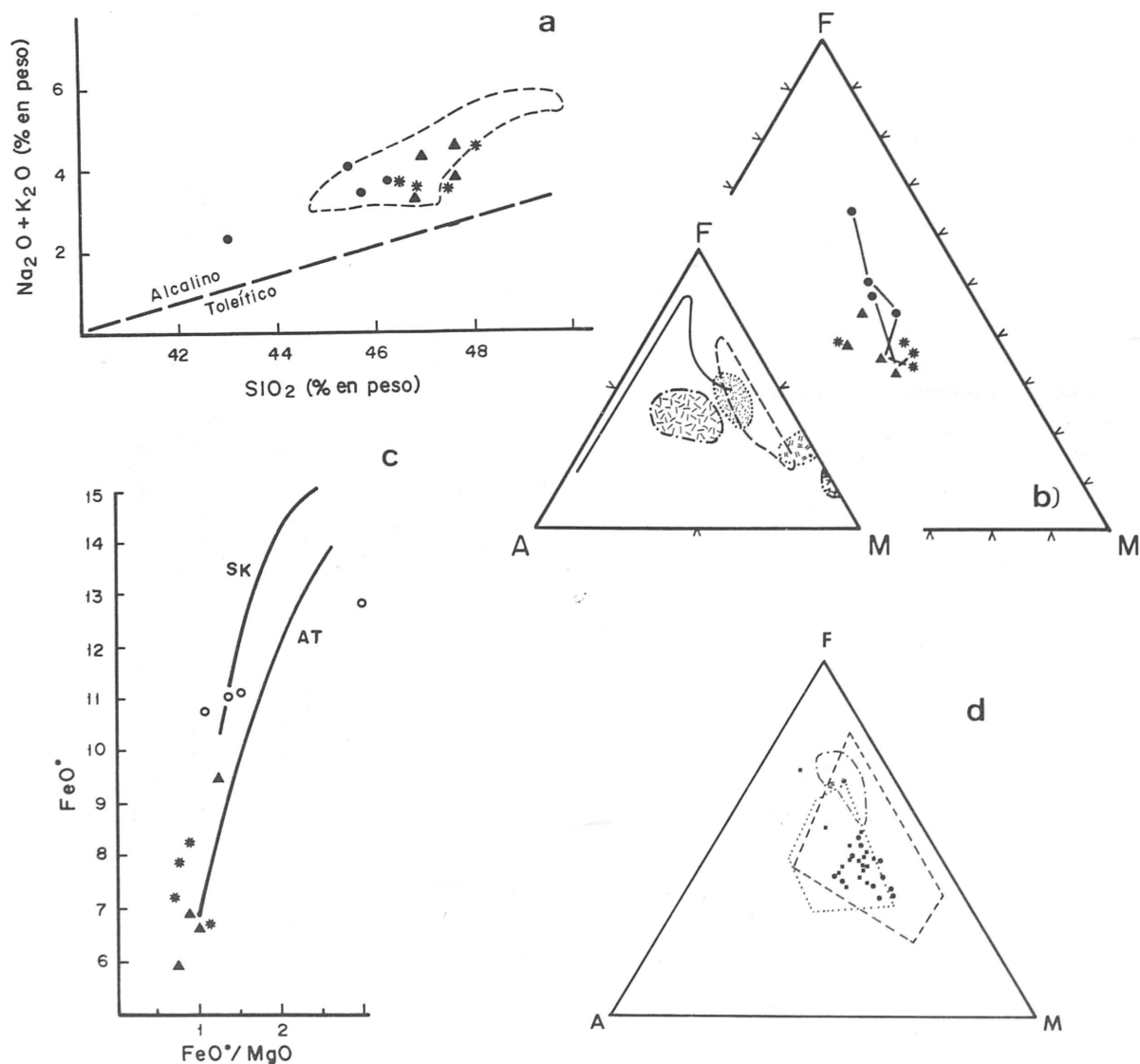


Figura 4.16 (a, b, c, d)

(a) Distribución de las rocas analizadas en el diagrama de KUNO (1960, 1966). Asteriscos = eclogitas coroníticas; triángulos = metabasaltos; círculos = anfibolitas. (b) Triángulo A ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) - F ($\text{FeO} + 0.9 \text{Fe}_2\text{O}_3$) - M (MgO). Símbolos: "Skaergaard trend"; --- gabros oceánicos de la cresta atlántica; toleitas abisales; -.-.-. tronjhemita-keratofiro; gabros ofiolíticos; -.-.-.- lertzolitas. (c) Variaciones químicas de las muestras analizadas de acuerdo con MIYASHIRO (1973). FeO^* = hierro total como FeO . SK = "Skaergaard trend"; AT = toleitas abisales. Símbolos como en las figuras anteriores. (d) Comparación de las rocas analizadas (puntos) con las de Sierra Nevada (PUGA, 1977; cuadros); Zermatt-Saas Fee (BEARTH, 1967; línea de puntos); el grupo de Voltri (MOTTANA y BOCCHIO, 1975; línea a raya y punto) y California (ERNST et al., 1970; línea discontinua).

TABLA 4.25

Cálculos petroquímicos en las metabasitas de la Formación de la Rambla del Agua

PARAMETROS DE NIGGLI

	CH-10 3-3R	C 182-R	C 164-D	C 189-A(1)	C 228	C 164	GW 136"	C 189-A(2)	C 164-E	C 189-B(1)	C 189-B(2)	C
Si	102.55	112.63	99.13	103.29	110.54	106.03	115.99	102.92	105.41	98.80	106.09	102.44
Al	22.20	26.10	20.10	22.90	22.40	24.70	28.50	23.70	20.00	19.70	22.10	22.00
FM	46.60	34.00	48.00	45.80	44.50	38.90	36.10	40.20	42.40	51.30	46.80	48.40
C	23.80	30.00	24.80	23.90	23.50	28.70	24.80	28.40	32.10	21.80	23.00	21.00
Alk	7.40	9.90	7.10	7.40	9.60	7.70	10.60	7.70	5.50	7.20	8.10	8.60
K	0.06	0.13	0.12	0.04	0.09	0.03	0.06	0.14	0.04	0.07	0.04	0.07
Mg	0.67	0.61	0.70	0.71	0.57	0.70	0.62	0.66	0.37	0.62	0.53	0.56
C/FM	0.51	0.88	0.52	0.52	0.53	0.74	0.69	0.71	0.76	0.42	0.49	0.43
Ti	2.06	2.57	2.15	2.16	3.90	1.70	2.53	2.21	10.96	1.77	2.03	2.10
P	0.28	0.31	0.26	0.28	0.28	0.13	0.28	0.27	0.28	0.18	0.16	0.16
W	0.30	0.45	0.29	0.28	0.38	0.43	0.41	0.40	0.50	0.28	0.33	0.31
H	14.09	11.17	16.07	12.34	22.24	25.44	26.16	13.18	27.46	23.55	25.08	24.02
Qz	-27.10	-27.00	-29.30	-26.40	-27.90	-24.80	-26.50	-27.90	-16.60	-30.00	-26.40	-32.00
Si	129.65	139.63	128.43	129.69	138.44	130.83	142.49	130.82	122.01	128.80	132.49	134.44
Si	0.84	0.87	0.82	0.84	0.87	0.86	0.87	0.84	1.04	0.82	0.87	0.83
Az	0.51	0.53	0.50	0.51	0.52	0.52	0.54	0.51	0.50	0.50	0.52	0.51

BASE MOLECULAR

Q	25.78	27.56	24.26	26.17	26.02	27.25	28.63	25.98	26.77	23.89	26.13	24.46
Kp	1.18	3.13	2.25	0.81	2.16	0.61	1.59	2.77	0.50	1.27	0.74	1.39
Ne	17.63	20.45	16.26	18.01	21.10	18.68	22.94	16.74	13.10	17.71	19.57	20.48
Cal	19.02	19.34	17.13	19.71	15.61	21.22	20.97	20.15	17.98	16.48	17.70	17.14
Cs	5.17	7.65	7.16	4.78	5.95	7.03	3.44	7.43	10.37	5.72	5.33	4.53
Fs	2.97	3.62	2.72	2.33	4.35	3.08	3.30	3.43	8.29	3.64	4.49	4.18
Fa	6.87	4.35	6.63	6.06	7.10	4.05	4.64	5.07	8.12	9.23	9.17	9.33
Fo	19.91	12.27	22.08	20.64	15.56	17.09	12.97	16.94	9.78	20.88	15.69	17.26
Cp	0.59	0.61	0.57	0.58	0.57	0.28	0.54	0.56	0.57	0.40	0.33	0.34
Ru	0.88	1.02	0.94	0.91	1.58	0.71	0.98	0.93	4.52	0.78	0.85	0.89
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Q	25.77	27.57	24.25	26.16	26.02	27.24	28.62	25.96	26.56	23.88	26.13	24.45
L	37.84	42.92	36.63	38.54	38.87	40.52	45.51	39.68	31.58	35.46	38.02	39.02
M	36.39	29.51	40.12	35.30	35.11	32.24	25.87	34.36	41.66	40.66	35.85	36.53
ALFA	0.05	-0.10	0.04	0.05	0.02	0.03	-0.19	-0.04	0.42	0.02	0.07	-0.12
PIGR.	0.51	0.46	0.49	0.52	0.41	0.53	0.47	0.51	0.58	0.47	0.47	0.45
GAMMA	0.15	0.28	0.19	0.15	0.19	0.23	0.15	0.23	0.29	0.15	0.16	0.13
MU	0.58	0.45	0.58	0.62	0.48	0.55	0.54	0.52	0.27	0.53	0.46	0.49

CATANORAMA STANDARD

Q	-8.11	-6.73	-9.64	-8.46	-6.53	-7.09	-6.52	-7.99	1.81	-9.27	-6.28	-9.13
Or	1.96	5.21	3.75	1.35	3.60	1.01	2.65	4.61	0.83	2.11	1.23	2.31
Ab	29.38	34.10	27.10	30.01	35.19	31.13	38.25	27.90	21.83	29.54	32.63	34.15
An	31.73	32.23	28.55	32.88	26.01	35.39	34.95	33.61	29.99	27.46	29.50	28.56
Wo	6.89	10.20	9.54	6.37	7.93	9.37	4.58	9.90	13.82	7.62	7.10	6.04
Hy	7.18	3.38	7.02	6.52	6.56	3.34	3.98	4.47	5.30	9.88	9.25	9.65
En	26.54	16.36	29.46	27.52	20.74	22.78	17.29	22.58	13.04	27.84	20.92	23.01
Mt	2.96	3.62	2.71	2.32	4.35	3.08	3.30	3.45	8.29	3.64	4.49	4.18
Cp	0.59	0.61	0.57	0.58	0.57	0.28	0.54	0.56	0.57	0.40	0.33	0.34
Ru	0.88	1.02	0.94	0.91	1.58	0.71	0.98	0.93	4.52	0.58	0.85	0.89
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Or	3.12	7.29	6.31	2.10	5.55	1.50	3.49	6.98	1.58	3.58	1.94	3.56
Ab	46.60	47.6	45.62	46.74	54.30	46.11	50.43	42.20	41.48	49.95	51.50	52.51
An	50.28	45.05	48.07	51.16	40.15	52.39	46.08	50.82	56.94	46.47	46.56	43.93

NORMA C.I.P.W.

Q	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.48	0.00	-	-
Or	1.95	5.20	3.72	1.35	3.48	1.00	2.60	4.49	0.76	2.06	1.18	2.24
Ab	25.33	23.14	19.75	25.95	30.20	22.97	31.15	18.22	18.95	24.06	29.43	26.54
An	31.48	32.08	28.38	33.02	25.24	34.78	34.29	32.63	27.59	26.82	28.42	27.65
Ne	1.17	4.78	3.04	1.33	1.05	3.18	2.28	3.97	0.00	1.67	0.09	2.49
Wo/Di	7.06	10.51	9.83	6.60	7.96	9.58	4.62	9.97	12.53	7.72	7.10	6.05
En/Di	5.05	8.37	7.22	4.86	5.89	7.62	3.56	7.71	10.83	5.12	4.50	3.88
Fs/Di	1.37	0.92	1.67	1.10	1.29	0.86	0.56	1.19	0.00	2.03	2.15	1.76
Wo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.68	0.00	0.00	0.00
Fo/Ol	13.11	4.42	13.43	14.07	8.59	8.82	8.23	8.46	0.00	13.59	9.58	11.35
Fa/Ol	3.92	0.54	3.44	3.52	2.08	1.10	1.43	1.44	0.00	5.94	5.04	5.69
Mt	4.08	5.00	3.75	3.24	5.85	4.20	4.49	4.62	3.56	4.92	6.00	5.61
Hm	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.84	0.00	0.00	0.00
Il	2.37	2.77	2.54	2.50	4.17	1.89	2.62	2.46	11.35	2.07	2.24	2.35
Ap	0.71	0.73	0.68	0.71	0.66	0.33	0.63	0.66	0.63	0.47	0.37	0.40

metabasaltos y eclogitas. Estas variaciones se observan en el conjunto de todas las rocas analizadas o cuando se trata de una secuencia tomada en un mismo cuerpo ígneo.

La representación de estos análisis en los diagramas de la fig. 4.16 b, c y d (MIYASHIRO, 1973 y AFM) muestran la afinidad con basalto toleítico de algunas de estas rocas. Por el contrario, en el diagrama de KUND (1960, 1966), (fig. 4.16 a) todas las rocas aquí estudiadas caen en el campo de los basaltos alcalinos.

Este resultado contradictorio puede ser tentativamente explicado con dos mecanismos alternativos:

1. La diferenciación toleítica no es una característica primaria. El enriquecimiento en Fe es debido a una pérdida diferencial de MgO y álcalis durante el metamorfismo alpino. Esto puede estar particularmente favorecido por la adición de agua durante la anfibolitización.
2. La diferenciación toleítica es primaria y el alto contenido en álcalis refleja una composición poco usual en los fundidos originales.

La primera posibilidad podría ser, en opinión de la autora, más probable, si se tiene en cuenta que esta composición rica en álcalis, y sobre todo en Al_2O_3 , es bastante usual en otras series formadas en una corteza continental. Esto es evidente si se comparan estas rocas en el diagrama AFM con otras áreas ya conocidas (fig. 4.16 d). No obstante, este mismo diagrama triangular permite observar la afinidad con los basaltos frescos toleíticos abisales (fig. 4.16 b). Sin embargo, mientras que metabasaltos y eclogitas siguen claramente la tendencia de diferenciación magmática, las anfibolitas muestran una disposición transversal.

Las conclusiones al respecto de si se trata de basaltos toleíticos son, como se ha visto, controvertibles. SUKHEWADA (1974), sugiere que cambios de la composición del magma en el reservorio son comunes y así explica series gradacionales toleítico-alcalinas, normales en complejos ofiolíticos. En el área de Charches las diferencias de composición se encuentran ligadas a afloramientos de poca extensión superficial, por lo que variaciones de composición como las descritas, a tan pequeña escala, parecen difícilmente explicables.

Por otra parte, la existencia de nefelina + olivino normativos (Ne 5 por ciento) en todos ellos (tabla 4.25, fig. 4.17) así como el carácter químico de los piroxenos (se recuerda que tienen una composición típica de los basaltos alcalinos), permite clasificarlos como basaltos alcalinos con olivino (YODER y TILLEY, 1962; GREEN y RINGWOOD, 1967).

En conclusión, aunque la falta de equivalentes ígneos no metamorfizados dificulta la resolución del carácter químico de los magmas originales, la composición alcalina de dichos fundidos parece ser bastante clara, sobre la base de los elementos mayores. Esta dificultad es normal si se tiene en cuenta que, como parece ser opinión unánime, la interpretación de estos análisis suele ser compleja, ya que el metamorfismo ha sido un sistema abierto para los elementos mayores, y precisamente, de entre ellos, los elementos más móviles son los alcalinos. Por esta última razón, es evidente, en opinión de la autora, que, aunque han sido utilizados en este trabajo, los diagramas de caracterización química basados en elementos mayores, sobre todo, en los alcalinos, deben ser usados con precaución cuando se trata de rocas que han sufrido algún proceso metamórfico.

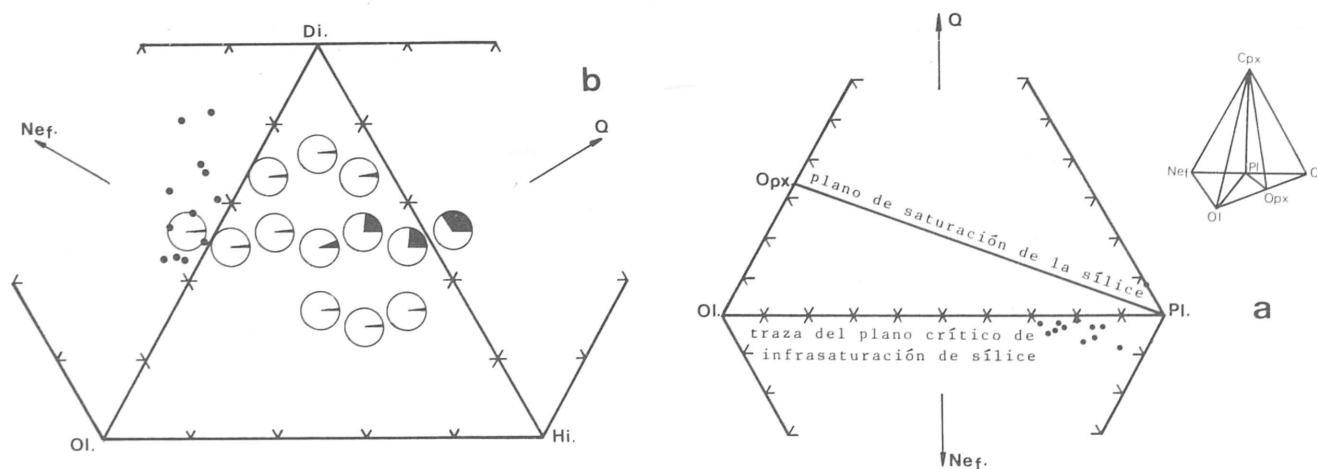


Figura 4.17 (a, b)

(a) Representación de las muestras analizadas en una proyección desde el diópsido al plano basal (nef. -Q-plag-ol.) del tetraedro de los basaltos de YODER y TILLEY (1962).

(b) Composición de los basaltos abisales a partir de la norma C.I.P.W. Tomado de PECCERILLO (en preparación). Los puntos representan las rocas analizadas. Esta composición (alcalina) representa un 1 por ciento de los basaltos abisales.

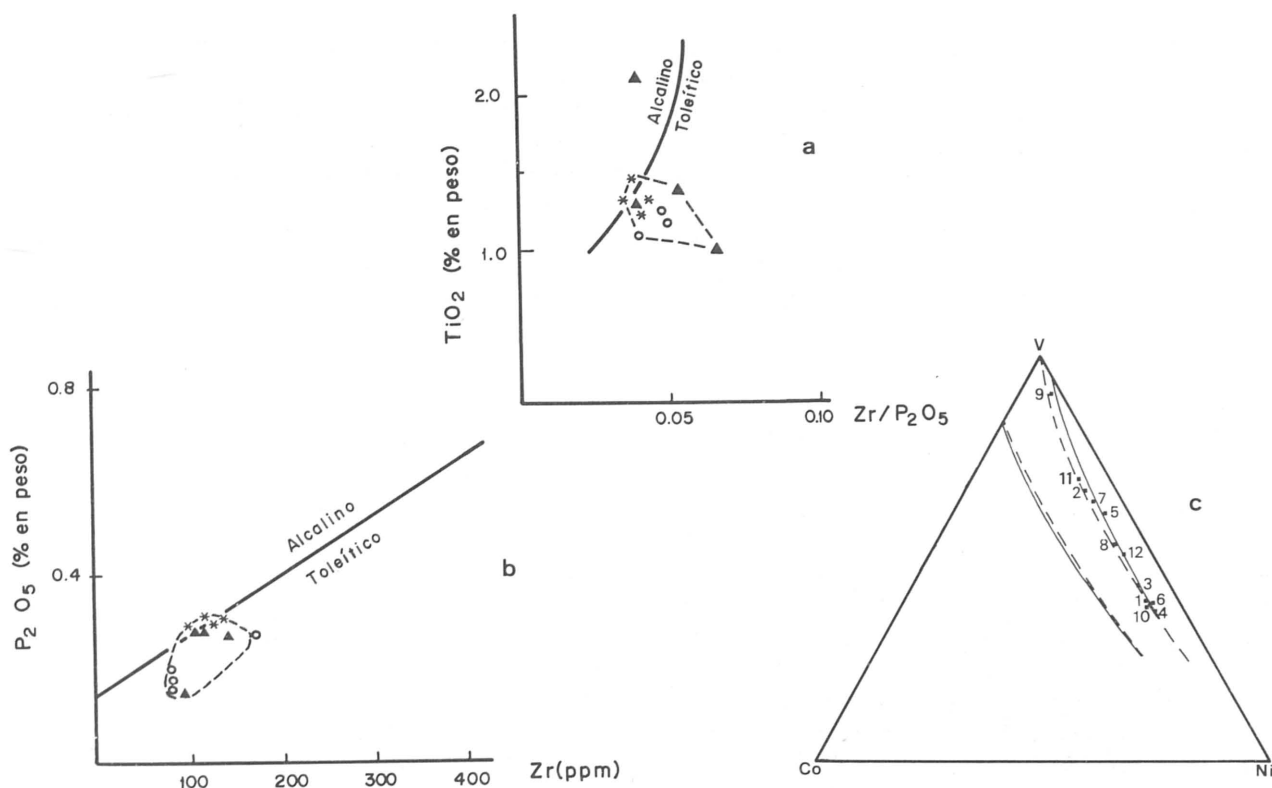


Figura 4.18 (a, b, c)

(a, b) Carácter toleítico de las rocas analizadas según los diagramas de WINCHESTER y FLOYD (1976). (c) Diagrama triangular V-Co-Ni de ISHIKAWA (1968). Línea continua: basaltos alcalinos; línea discontinua: basaltos toleíticos. Símbolos como en la figura 4.16.

2) Elementos minoritarios

Precisamente el hecho de que el metamorfismo puede influir en la composición global de la roca, es la razón por la que los diagramas discriminantes de ciertos elementos minoritarios y en trazas (aquellos con algún significado geológico) han adquirido tanta importancia en los últimos 10 años. Esto es debido a que se consideran relativamente inmóviles durante el metamorfismo, por lo que su distribución será probablemente magmática. Por esta razón, se ha supuesto que la distribución de los elementos menores en rocas básicas metamorfozadas permite reconocer la composición y, sobre todo, el ambiente geológico en que se ha formado la roca máfica original. Con este fin, se ha realizado un cierto número de análisis de elementos minoritarios en las rocas estudiadas, cuyos porcentajes en ppm se pueden ver en la tabla 4.24. Estos análisis han permitido la utilización de un cierto número de diagramas, aquellos considerados más significativos, cuyos resultados se exponen a continuación. Al final del apartado se discute la validez desde el punto de vista teórico tanto de estos diagramas como de los elementos mayoritarios.

Comparando los valores Zr y P₂O₅ con los diagramas de WINCHESTER y FLOYD (1976) (fig. 4.18) se observa que, excepto dos eclogitas coroní-

ticas y un metabasalto, el resto de las rocas caen dentro del campo de composición de los basaltos toleíticos. Elementos tales como V, Co y Ni son considerados como bastante poco móviles en el metamorfismo, por lo que el diagrama triangular de ISHIKAWA (1968), basado en estos elementos, ha sido utilizado con objeto de diferenciar químicamente las metabasitas. También en este caso tres muestras caen en el campo de los basaltos alcalinos, pero el resto se distribuye paralelamente a la banda común de diferenciación magmática toleítica y alcalina.

Por lo que se refiere al contexto geológico en relación con el cual han podido generarse los fundidos originales, PEARCE y CANN (1971, 1973) han concluido que ciertos elementos minoritarios (Ti, Zr, Nb, Sr, Y) pueden ser usados para caracterizar los diferentes ambientes geodinámicos en que se pueden producir este tipo de rocas. De acuerdo con la metodología sugerida por estos autores, se han utilizado dos de los diagramas más significativos con resultados contradictorios. En el primer caso se trataría de basaltos continentales (fig. 4.19 a) mientras que en otros (fig. 4.19 b) caen dentro del campo de los basaltos de fondo oceánico. Datos recientes sobre el comportamiento de estos elementos en rocas básicas metamorfozadas (PEARCE y NORRY, 1979) muestran que estas rocas pueden haber sido formadas en un ambiente continental

(fig. 4.19 c). Adicionalmente, en opinión de estos autores, los basaltos con relativamente elevada razón Zr/Y, como es el caso de las rocas que se discuten, son de composición alcalina, independientemente del medio en que se hayan formado (continentales o fondos oceánicos). Esta contradicción, sugieren estos mismos autores, puede ser debida a factores no cuantificables relacionados con procesos que se pueden producir en el mismo fondo ma-

rino. Para casos como estos, PEARCE et al. (1975) proponen un diagrama aplicable a rocas en las que se sospecha hayan sufrido variaciones químicas durante el metamorfismo. En este diagrama ($\text{TiO}_2 - \text{K}_2\text{O} - \text{P}_2\text{O}_5$) están separadas dos zonas: la superior corresponde a los basaltos oceánicos y la inferior a los no oceánicos. En el intento de evaluar la influencia de determinados factores ajenos a la diferenciación magmática, estos autores han observado

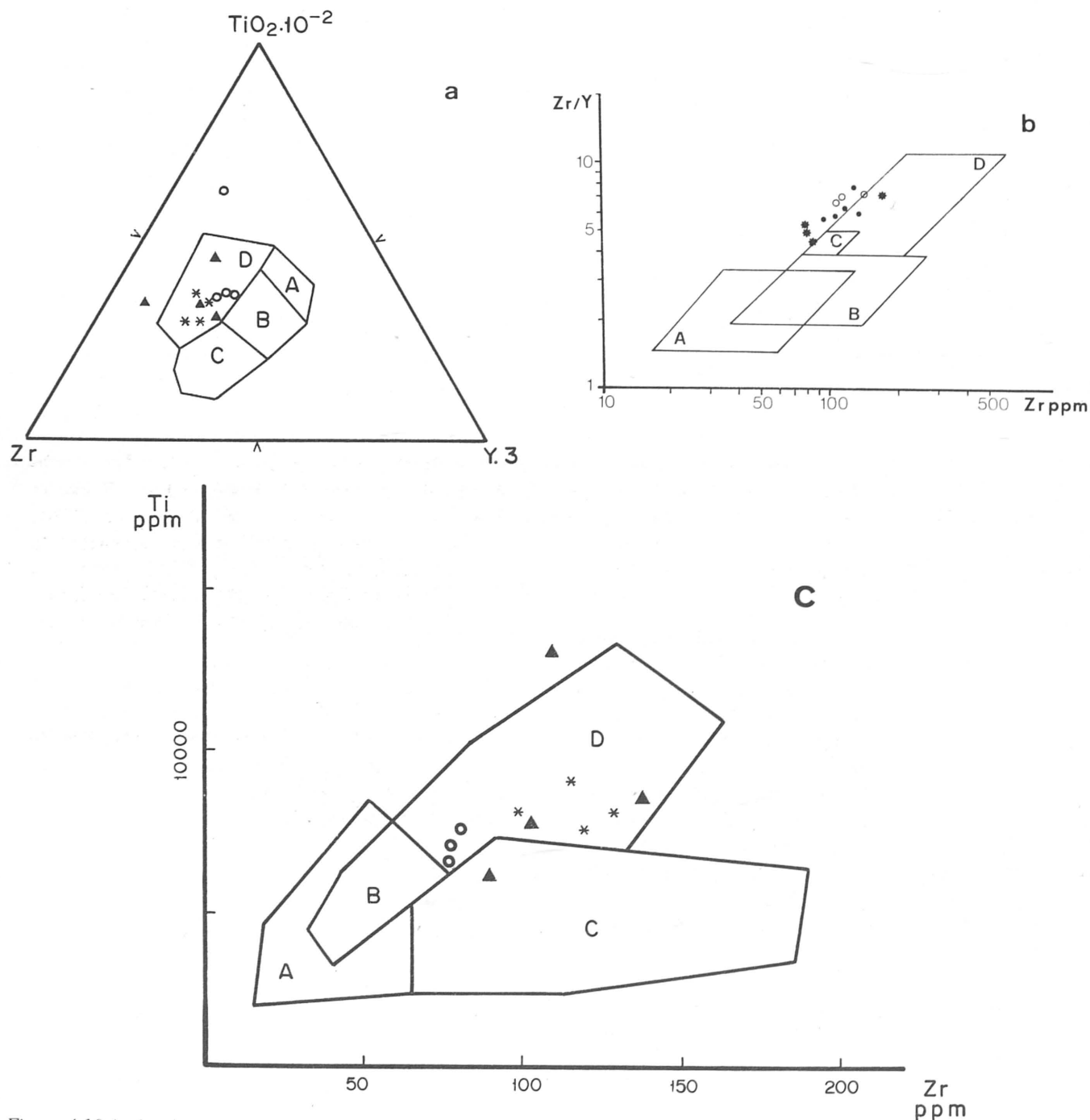


Figura 4.19 (a, b, c)

(a) Diagrama triangular Ti-Zr-Y de PEARCE y CANN (1973). A + B = toleitas pobres en potasio; B = basaltos de fondo oceánico; B + C = basaltos calcoalcalinos; D = basaltos continentales; asteriscos = eclogitas coroníticas; triángulos = metabasaltos; círculos = anfibolitas. (b) Diagrama discriminante Zr-Y de PEARCE y NORRY (1979). A = basaltos de arcos de islas; B = basaltos de la cresta atlántica; C + D = basaltos continentales; círculos = metabasaltos; puntos = eclogitas coroníticas; asteriscos = anfibolitas. (c) Diagrama discriminante para Ti y Zr de PEARCE y CANN (op. cit.). D y B = basaltos de fondo oceánico; A y B = toleitas pobres en potasio; B y C = basaltos calcoalcalinos; asteriscos = eclogitas coroníticas; triángulos = metabasaltos; círculos = anfibolitas.

que algunas rocas de origen oceánico tienden a emigrar hacia secciones no oceánicas del diagrama, cuando una cierta movilidad de los elementos tiene lugar, como consecuencia de tres procesos que, en términos de composición global, pueden producirse en el fondo oceánico: alteración, espilitización y metamorfismo (PEARCE et al. 1975 - pp. 442-423; HART, 1970).

El primero de estos procesos provoca un enriquecimiento en K_2O . El resultado es un desplazamiento en el diagrama de la fig. 4.20 (PEARCE et al., op. cit.) hacia la base del triángulo (K_2O - P_2O_5). En contraposición, la espilitización de los basaltos de fondo oceánico incrementa la concentración en Na_2O , produciéndose un carácter oceánico. De esta manera han sido interpretados por PUGA (1977), enriquecimientos en Na_2O en metabasita, alguna de ellas con afinidades toleíticas, de Sierra Nevada. Las metabasitas de la Sierra de Baza, sin embargo, si bien contienen algunos porcentajes de alcalinos relativamente altos, la razón $CaO/Ma_2O + K_2O$ es siempre bastante mayor que 2 (PAPEZIK y FLEMING, 1967, PAPEZIK, 1970) o bien CaO/Na_2O es de 1,5, por lo que según estos índices, no deben ser considerados como espilitizados. Por otra parte, los contenidos en Sr, Zr, Ni y Sc —considerados por CANN (1969) como los elementos menores que mejor diferencian basaltos espilitizados de los no espilitizados— son bastante variables en las rocas estudiadas, e incluso los valores de estos elementos más próximos a los normales en basaltos espilitizados, no siempre coinciden con las rocas más ricas en Na.

Por otra parte; el efecto del metamorfismo, en líneas generales, es idéntico al producido por alteración no espilitica, por lo que la roca metamorfizada tiende a desplazarse fuera del campo de los basaltos oceánicos. Este efecto es tanto mayor cuanto mayor es la temperatura del metamorfismo. (Obsérvese en la fig. 4.20 a las rocas metamorfizadas en las facies de los esquistos verdes en comparación con las de las facies de las anfibolitas). A pesar de la aparente buena discriminación de este diagrama, y una vez conocidos todos los factores que pueden influir en él, el resultado, cuando se aplica a las rocas aquí estudiadas, es totalmente insatisfactorio. Como se puede observar, estas rocas caen a ambos lados de la línea que separa basaltos oceánicos de los no oceánicos. Este resultado podría ser explicable, en parte, si se tiene en cuenta que este diagrama es máximamente discriminatorio para valores $A = 20$ (del diagrama AFM). Sin embargo, los valores de los metabasaltos estudiados oscilan alrededor del 20,2-26,5 y son ellos los especialmente distribuidos en ambos campos del diagrama.

Origen de las metabasitas

Los resultados del estudio de las metabasitas en la Sierra de Baza, como en otras áreas del Complejo Nevado-Filábride (ver NIJHUIS, 1964, PUGA y DIAZ DE FEDERICO, 1976; PUGA, 1977; DIAZ DE FEDERICO et al. 1979), son de considerable importancia para la interpretación de la evolución del metamorfismo alpino, ya que los relictos intactos, o poco afectados por el acontecimiento meta-

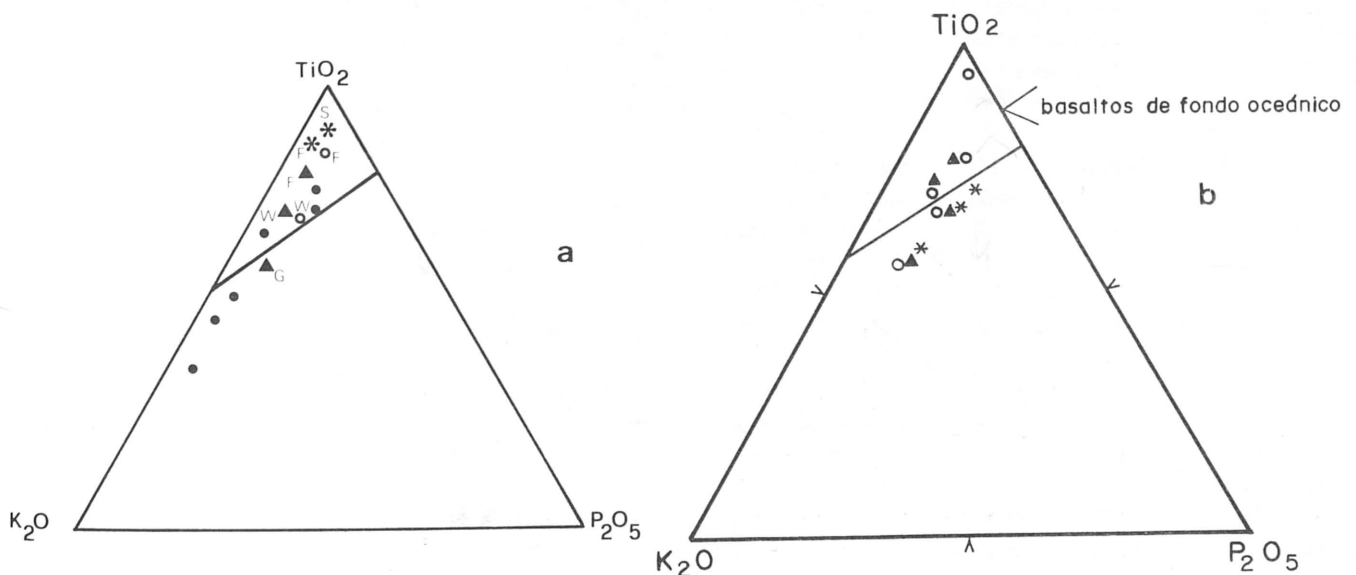


Figura 4.20 (a, b)

(a) Diagrama triangular que muestra la diferenciación de los basaltos oceánicos durante la alteración y metamorfismo. Símbolos: círculos: composición media de basaltos oceánicos frescos (F) y alterados (W); triángulos: composición media de basaltos frescos (F) y alterados (W) de la cresta atlántica; cuadrados: composición media de basaltos frescos (F) y espilitizados (S) del Océano Indico; puntos: seis anfibolitas del NE del Atlántico. (PEARCE et al., 1975). (b) Representación de las rocas analizadas en el triángulo anterior. Símbolos: asteriscos: eclogitas coroníticas; triángulos: metabasaltos; círculos: anfibolitas.

mórfico de mayor T, permiten conocer la historia metamórfica alpina en sus etapas iniciales, cosa que en rocas de otra composición resulta difícil de verificar o, al menos, las conclusiones que se alcanzan son, en muchos casos, controvertibles.

Que las eclogitas y metabasaltos representan una primera fase de metamorfismo de alta presión en la orogenia alpina (PUGA y DIAZ DE FEDERICO, 1976) parece evidente si se comparan con las condiciones P-T de la fase de anfibolitización sucesiva que ha afectado a ambos tipos de rocas. Estas son perfectamente compatibles con las deducidas de las metapelitas, en las cuales la segunda fase alpina es mucho más evidente. Es obvio que la sobreimposición de una segunda fase de metamorfismo en estas

rocas da lugar a que la reconstrucción metamórfica de esta primera sea necesariamente fragmentaria, ya que se trata de extraer información de relictos. Se puede suponer, vistos los datos presentados en páginas anteriores, que las metabasitas han sido formadas en la corteza a partir de fundidos basálticos. En parte han debido ser intruidos como "diabasas" en dique o cuerpos semejantes, como sugieren los locales relictos de textura ofítica. Que hayan sido extruidos en superficie es mucho más difícil de probar, vista la ausencia de estructuras exclusivas de rocas extrusivas (pillow-lavas o fluidales). La existencia de relictos de textura porfídica en estas rocas no indica necesariamente que éstas hayan sido originalmente extrusivas.

TABLA 4.26

Asociaciones mineralógicas formadas en las distintas rocas de composición básica, durante las fases de metamorfismo alpino. Las posibles reacciones metamórficas, en eclogitas coroníticas y metabasaltos, están gráficamente representadas por la correlación con la columna correspondiente a roca ígnea. En las asociaciones del segundo acontecimiento alpino, algunos minerales van acompañados de otros entre paréntesis, los cuales representan las fases cristalinas preexistentes.

PRIMERA FASE DE METAMORFISMO ALPINO			SEGUNDA Y TERCERA FASES DE METAMORFISMO ALPINO		
ROCA IGNEA ORIGINAL	Rocas con relictos ígneos		Rocas sin relictos ígneos		ANFIBOLITIZACION
	ECLOGITAS CORONITICAS	METABASALTOS	ECLOGITAS NO CORONITICAS		
Plagioclasa	onfacita + hornblenda magnésica subcálcica + mica incolora	paragonita ± zoisita	onfacita glaucofana granate II distena rutilo	simplectita (onfacita) hornblenda actinolítica (glaucofana) subcálcica (barroisita)	
Plagioclasa + Matriz	granate I		mena opaca zoisita	granate IV (borde granate III)	
Matriz	onfacita + actinolita subcálcica + opacos ± granate II	glaucofana ± mica incolora ± zoisita ± granate II		albita	
Augita	actinolita subcálcica + opacos	actinolita subcálcica + opacos	ANFIBOLITAS albita granate III glaucofana cloritoide carbonato zoisita rutilo mena opaca clorita?		oligoclasa (borde de albita)
Titanomagnetita	rutilo + opacos ± cuarzo	rutilo + opacos ± cuarzo		pistacita (zoisita) clinozoisita (zoisita) biotita (granates) (anfíboles)	
Titanomagnetita + Matriz	granate I				clorita (granates) (anfíboles) (biotita)
Ankerita	carbonato + hematites	carbonato + hematites			
Apatito	apatito			óxidos de hierro carbonato titanita (rutilo)	
granate I:	análisis 1 y 2; tabla 4.3.3				
granate II:	análisis 3; tabla 4.3.3				ilmenita (rutilo)
granate III:	análisis 4; tabla 4.3.3				(titanita)
granate IV:	análisis 5; tabla 4.3.3				

En contraposición, parece claro que la posibilidad de que las eclogitas representen nódulos de alta presión del manto superior (eclogitas tipo A, COLEMAN et al., 1965), transportadas a la corteza por los basaltos, no parece ser viable, vista la composición global de las rocas y la textura coronítica la cual es mimética, en estas rocas, de anteriores texturas basálticas.

Las evidencias texturales de asociaciones de minerales en equilibrio en las metabasitas en la Sierra de Charches, por las diversas razones anteriormente expuestas y por la naturaleza intrínseca de la roca (p.e. la falta de texturas de deformación), son a menudo inconclusivas. Las relaciones petrogenéticas entre las fases minerales existentes son difíciles de establecer. El problema se agudiza aún más si se tiene en cuenta la relativa escasez de afloramientos significativos de estas rocas en el área estudiada.

Es evidente, sin embargo, la existencia de fases anhidras tales como onfacita y granate y otras más hidratadas que las anteriores, como son la glaucofana, paragonita y zoisita. Estas dos asociaciones mineralógicas significan condiciones de metamorfismo con diferentes P_{H_2O} . Los resultados de los trabajos experimentales (FRY y FYFE, 1969, TAYLOR y COLEMAN, 1968, ESSENE et al. 1970, entre otros) indican que las eclogitas que cristalizan en la corteza no pueden ser estables más que en condiciones de presión parcial de H_2O muy baja o nula. En otras cadenas alpinas (p.e. Alpes, BEARTH, 1963, 1967; DAL PIAZ, 1974 a y b, MILLER, 1974, etc.) asociaciones parecidas a las aquí descritas han sido interpretadas como estadios de cristalización sucesivas en el tiempo, en diferentes condiciones de P_{H_2O} .

En las rocas que aquí se discuten, aunque no es absolutamente descartada una interpretación semejante, no existen por el momento datos que la sostengan, sino que parecen indicar otra explicación alternativa. Así, la presencia en los cuerpos básicos de la Sierra de Charches, de "lentejones eclogitas" en una masa metabasáltica y/o anfibolítica parece indicar, en contraposición, que las asociaciones compatibles en las eclogitas, por una parte, y en los metabasaltos y aquellas anfibolitas con relictos de onfacita y glaucofana por otra, pueden haberse formado simultáneamente. La formación de una u otra asociación mineralógica está relacionada, probablemente, con locales diferencias de P_{H_2O} , combinado con apropiadas composiciones químicas globales, durante la misma fase de metamorfismo.

La tabla 4.26 representa las asociaciones mineralógicas en eclogitas, metabasaltos y anfibolitas. En ella se indica, además, la posible procedencia de cada mineral (o asociación de minerales) en eclogitas y metabasaltos con respecto a la roca ígnea

original. Es evidente, sin embargo que los mecanismos por los que se ha podido llegar a formar cada mineral(es) no son probablemente tan simples como los esquematizados, sino que éstos son el resultado final de varias reacciones interrelacionadas, las cuales han podido dar lugar incluso a productos intermedios ahora no reconocibles como tales. También se ha omitido, por falta de datos analíticos y texturales, algunas variaciones de composición de minerales como onfacita y granates, las cuales pueden sugerir un estadio de menor presión, aunque siempre dentro de un gradiente de alta presión, sucesivo al aquí indicado.

Las reacciones que aparentemente distinguen eclogitas y metabasaltos están en relación con la posibilidad, o no, de reacción de la plagioclasa en la matriz. En los metabasaltos la plagioclasa ha sido transformada a paragonita, mientras que la matriz que rodea los fenocristales ha sido transformada a anfíbol (glaucofana). En las eclogitas, sin embargo, la plagioclasa ha sido transformada en clinopiroxeno, anfíbol tipo I y ocasionalmente paragonita. Sin embargo, reacciona con la matriz produciéndose, además las coronas de granate. Esta reacción podría indicar que las eclogitas, en contraste con los metabasaltos, contenían una plagioclasa más rica en calcio a la vez que la matriz podría ser más rica en hierro que en magnesio, lo que facilitó la reacción con plagioclasa, aprovechándose el exceso de alúmina para formar granate.

Las rocas con silicatos cálcicos

Los afloramientos de rocas con silicatos cálcicos se encuentran, en el área estudiada, en íntima relación con los niveles de rocas carbonatadas (mármoles y calcoesquistos que coronan la formación de la Rambla del Agua. Desde el punto de vista estructural, petrológico y geoquímico no parecen tener ninguna relación con los cuerpos de rocas básicas descritos en el apartado anterior. De hecho, en estas rocas no se han encontrado restos texturales o mineralógicos que puedan ser interpretados como de origen ígneo.

Se han podido distinguir tres variedades fundamentales en lo que a la composición mineralógica se refiere. Estas variaciones están condicionadas fundamentalmente por el valor de la razón anfíbol/epidota, y la presencia o no de mica incolora o granate. Los puntos singulares que representan la composición modal en cada roca están proyectados sobre el doble triángulo de la clasificación de FRITSCN et al. (1967) el cual es el motivo de la fig. 4.21.

Todas estas rocas, excepto las muy ricas en epidota, presentan una foliación (asimilable a S₂) localmente plegada con pliegues abiertos (P₃). La ten-

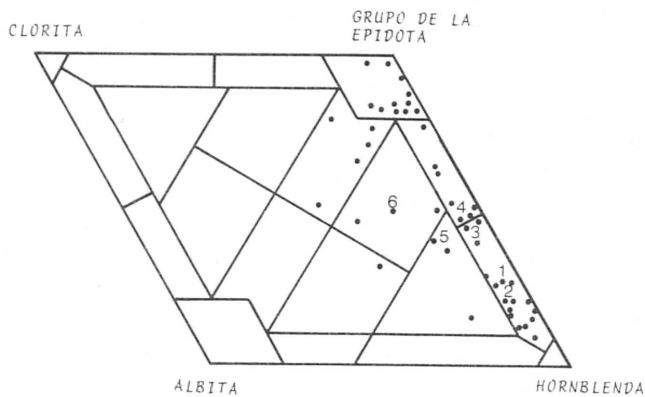


Figura 4.21

Nomenclatura de las metabasitas metamorfozadas en la facies de las anfíbolitas con albíta y epidota, según FRITSCH et al. (1967). Los puntos numerados representan a las rocas analizadas químicamente (ver tabla 4.28), el resto corresponde a los análisis modales.

dencia a la foliación aumenta con el contenido en anfíboles y, sobre todo, en mica incolora. Es generalmente bien visible un bandeo paralelo a la esquistosidad, consistente en capas alternantes con predominio de epidota, anfíbol, mica y carbonato, según las variedades. En los tipos ricos en granates este mineral se encuentra en peciloblastos del orden de 1 mm, idiomorfos, concentrados fundamentalmente en las bandas más ricas en anfíbol y disperso homogéneamente en ellas. Las relaciones entre anfíbol y granate, y la fuerte idioblastesis del granate sugieren un crecimiento tardío de este último.

Relaciones granate-epidota

En las variaciones litológicas bandeadas con epidota y anfíbol, y más frecuentemente en epidotitas, es común encontrar peciloblastos de granate, parcialmente pseudomorfizados por una corona de cristales de pistacita, a veces con textura radial. La posible reacción metamórfica que ha dado lugar a la pistacita por inestabilidad del granate es, desgraciadamente, imposible de escribir en términos de fases mineralógicas, ya que los dos únicos minerales que se encuentran en contacto son granate y pistacita.

Las reacciones propuestas por HOLDAWAY (1972) y LIOU (1973), en las cuales están involucradas hematites, anortita y cuarzo, como se indica a continuación:



no son texturalmente reconocibles en las rocas es-

tudiadas. Sin embargo, en términos iónicos, y no mineralógicos, todos los elementos necesarios para la formación de epidota a partir de granate son suficientemente abundantes (Ca, Mg, Fe).

Con respecto a la inserción de la reacción descrita en una determinada fase de metamorfismo, una indicación textural significativa a favor de que el granate haya cristalizado en condiciones de mayor presión que la pistacita, es la distribución de los minerales que contienen titanio en la roca.

Los cristales de titanita dispersos en la matriz son relativamente abundantes. Estos engloban pequeños cristallitos de rutilo parcialmente transformado en ilmenita. En el interior del granate, el único mineral de titanio es el rutilo, mientras que en la pistacita que lo transforma estará comúnmente reemplazado por ilmenita o incluso titanita. Podría ser, asimismo, significativo el tamaño —considerablemente menor— del rutilo en el interior del granate con respecto a la matriz.

Relación anfíbol-plagioclasa

El anfíbol de estas rocas es comparable a la variedad barroisita (anfíbol tipo III) descrita en las metabasitas. En algunas de estas rocas, intercrecimientos gráficos de anfíbol y plagioclasa sugieren la preexistencia de clinopiroxeno de tipo anfacítico. Evidencias de recrystalización son visibles en las plagioclasas simplectíticas, en las cuales son frecuentes cambios de composición detectados por la zonación de este mineral, albíta en el centro y oligoclasa en el borde, ópticamente diferenciables, aunque las condiciones de determinación son precarias debido al pequeño tamaño de grano.

Aparte de la mica incolora (paragonita

TABLA 4.27

	D1	D2	post-D2	D3
Anfíbol	-----	-----		
Granate	-----		-----	
Zoisita/Clin.	-----			
Pistacita	-----		-----	
Rutilo	-----			
Ilmenita		-----		
Titanita			-----	
Hematites	-----	-----	-----	
Magnetita	-----	-----	-----	
Carbonato	-----			
Cuarzo	-----			
Albíta		-----		
Oligoclasa			-----	
Clorita			-----	-----
Biotita			-----	-----
Mica incolora	-----	-----	-----	-----

—determinada por rayos-X), otro filossilicatos comunes, sobre todo en las variedades que contienen a aquélla, son clorita y biotita. Esta última es claramente producto de la transformación de anfíbol, al cual reemplaza. Eventualmente, ambos filossilicatos se encuentran íntimamente asociados.

La tabla 4.27 es un intento de esquematizar la relación deformación/cristalización de la asociación de minerales que se encuentra en estas rocas.

Como se ha indicado en la introducción, estas rocas no presentan restos mineralógicos o texturales que puedan ser asimilados a una paragénesis ígnea previa. Está generalmente admitido que el metamorfismo de ciertos sedimentos origina rocas semejantes a las rocas ígneas básicas. El problema sobre el origen de anfibolitas y rocas afines es precisamente el que se trata de resolver en este tipo de rocas. Con esta intención, se han hecho 6 análisis químicos de roca total, seleccionando dos rocas semejantes de

cada variedad litológica representativa. Los resultados de estos análisis están representados en la tabla 4.28. Una primera observación indica un contenido en SiO₂ algo superior al normal en un basalto. Esto es sobre todo evidente si se comparan estos análisis con los de las metabasitas de la tabla 4.24.

Reconociendo la imposibilidad de llegar a una conclusión incontrovertible del origen de estas rocas con tan pocos datos analíticos, se ha intentado, al menos, comparar éstos con los diagramas discriminantes, clásicos en la literatura para estas rocas, con objeto de llegar a algún resultado al menos indicativo. En la fig. 4.22 se han representado los datos químicos con la misma numeración utilizada en la fig. 4.21. Los resultados obtenidos no se pueden considerar enteramente satisfactorios para todos los grupos de rocas. De hecho, la posición de las muestras en el diagrama (a) tomado de NIGGLI (1920), indica que se puede considerar a todos ellos como ortoderivados. Sin embargo, el diagrama

TABLA 4.28

Resultados analíticos de rocas con silicatos cálcicos de la Formación de la Rambla del Agua

	CH.1.12.8	C.364	C.250	H.24	CH.33H	CH.14.12.10
SiO ₂	48.09	46.33	50.12	49.81	42.37	45.00
TiO ₂	0.69	0.77	0.93	0.72	0.83	1.01
Al ₂ O ₃	15.91	16.37	17.07	16.82	18.94	17.06
Fe ₂ O ₃	4.11	4.87	6.00	5.67	6.51	5.99
FeO	5.49	5.12	4.30	4.03	8.59	8.71
MnO	0.15	0.09	0.11	0.08	0.10	0.12
MgO	9.48	10.32	4.01	4.21	3.25	3.14
CaO	8.59	7.62	10.05	11.51	15.33	14.36
Na ₂ O	3.92	3.79	4.39	4.26	0.75	1.02
K ₂ O	0.40	1.07	0.35	0.20	0.22	0.36
P ₂ O ₅	0.22	0.19	0.23	0.11	0.15	0.12
P.F	3.17	3.61	2.26	2.31	2.96	3.06
Total	100.12	100.15	99.82	99.73	100.00	99.97
Parámetros de NIGGLI						
Al	21.00	21.30	25.50	24.50	23.40	23.20
c	20.60	18.00	27.30	30.40	36.70	35.60
alk	9.00	9.50	11.30	10.50	1.80	2.80
mg	0.64	0.66	0.42	0.45	0.28	0.28
fm	49.25	51.30	35.70	34.60	37.90	38.50
c/fm	0.418	0.350	0.764	0.879	0.968	0.925
Parámetros de LA ROCHE						
Al/3-K	96.0	85.3	105.3	106.0	112.0	103.3
Al/3-Na	-22.0	-14.7	-30.6	-28.0	92.0	79.3
(Al+ Fe+ Ti)/3-Na	23.6	32.3	16.3	17.7	162.3	149.3
(Al+ Fe+ Ti)/3-K	141.6	132.3	152.6	151.7	182.3	173.3
Ca+ Mg	338	392	278	309	353	334
Al+ Fe+ Ti	449	463	476	467	559	544

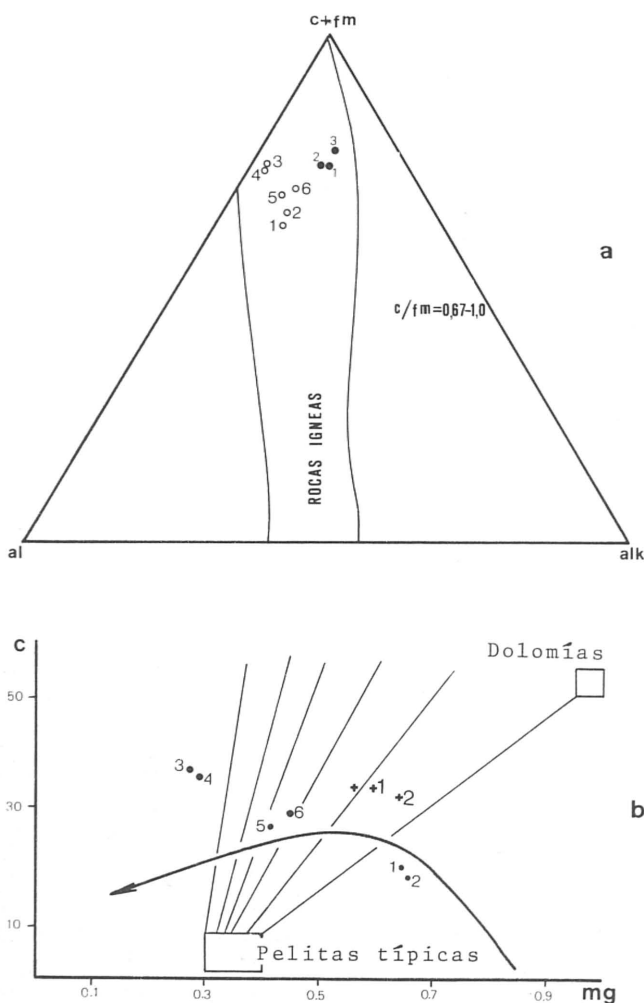


Figura 4.22 (a, b)
 (a) Sección V del tetraedro al-alk-c-fm de NIGGLI (1920). Los números son los mismos que los de la fig. 4.21.
 (b) Diagrama basado en los parámetros c y mg de NIGGLI (op. cit.). La curva representa la diferenciación de las doleritas de Karro; las líneas rectas son diferentes mezclas pelítico-carbonatadas (LEAKE, 1964). Las cruces representan los análisis del metaconglomerado basal descrito en el apartado IV.6. La cruz sin número es el análisis 1 al cual se le ha restado la sílice hasta un valor del 50 por ciento. Nota: los círculos rellenos de la fig.(a) corresponden a las rocas básicas de la Formación del Cerro de los Lobos.

(b), basado en LEAKE (1964), muestra que al menos un grupo de ellas queda claramente fuera del campo de las rocas ígneas, desplazándose hacia mezclas sedimentarias pelítico-carbonatadas.

Petrología

Los afloramientos de estas rocas, como se ha descrito en las páginas anteriores, están sistemáticamente asociados a los de rocas carbonatadas. Constituyen niveles concordantes con los mármoles (techo) y micasquistos (muro). Si se trata de ortoderi-

vados estas rocas deberían representar antiguas coladas básicas metamorfizadas. En este sentido son interpretados niveles de rocas semejantes en Sierra Nevada por PUGA (1971). La ausencia total de este tipo de estructuras, e incluso de texturas o mineralogía, asimilables a un origen ígneo en las rocas que se discuten, combinado con los resultados de los análisis químicos, podría hacer pensar en la posibilidad de que se trata de rocas en las cuales el componente sedimentario cuarzo arcilloso-carbonatado, haya sufrido contaminación de materiales volcánicos o de detritus ígneos. En este caso, y como indica DE LA ROCHE (1968), el problema está abierto. Su resolución involucra, por una parte, un mayor número de análisis de los que aquí se han hecho, y por otra, la selección de muestras a analizar deberá tener en cuenta, más que grandes variaciones de composición mineralógica, las variaciones ligeras dentro de un litotipo determinado, sobre todo si estas son graduales a niveles más ricos en cuarzo (posibles grauvacas) y carbonatos (margocalizas).

Las rocas básicas de la Formación del Cerro de los Lobos

Como ha sido ya anteriormente indicado las rocas básicas de esta formación son muy poco abundantes; se encuentran solamente en siete afloramientos en los cuales no llega a constituir un nivel continuo. Su escasa potencia y discontinuidad puede ser debida en gran parte a factores de origen tectónico, ya que, salvo en un afloramiento, se encuentran inmediatamente debajo de la superficie, esencialmente postmetamórfica, que ha servido de despeque a la Formación de las Piletas. A este mismo fenómeno debe ser atribuida la fuerte cataclasis que han sufrido estas rocas en la mayor parte de los afloramientos. Como se verá a continuación dicha cataclasis llega al extremo de hacer irreconocible la roca original.

La composición mineralógica de estas anfibolitas es muy poco variada: está compuesta por un porcentaje muy elevado (del orden del 80 por ciento) de cristales de anfíbol, relativamente bien orientados, en el seno de los cuales se encuentran peciloblastos de plagioclasa, que cortan claramente las superficies de foliación pñematoblástica definidas por el anfíbol. Los minerales accesorios, prácticamente idénticos en todos los afloramientos, son, por orden decreciente de abundancia: titanita, epidota, localmente cuarzo, mena opaca y rutilo.

Durante la fase de deformación que origina la cataclasis anteriormente mencionada, la composición mineralógica de la roca cambia drásticamente en el sentido de que, en los casos extremos, desaparece el anfíbol siendo probablemente reemplazado por

clorita + carbonato + cuarzo; esta es probablemente la causa del aumento en el contenido en cuarzo de las rocas que han sufrido cataclasis. Clorita y carbonato se distribuyen en bandas alternantes bien definidas, cuya superficie de contacto es probablemente paralela a las superficies de foliación preexistentes, a las cuales mimetizan. La plagioclasa sufre una fuerte granulación, produciéndose por este proceso y sucesiva recristalización, abundantes cristales pequeños (no sobrepasan los 0,2 mm), que rodean a los blastos de mayor tamaño —con extinción, ondulante y mezclas en damero— a partir de los cuales se han formado. Otros cristales de dimensiones semejantes a los primeros, maclados y en muchos casos zonados (An₇ a An₁₅ de dentro al borde), se encuentran “cementados” por clorita o carbonato con abundantes impregnaciones de limonita. Se trata probablemente de cristales no cataclastizados, procedentes seguramente de una roca más rica en plagioclasa que la anteriormente descrita. De hecho, no parecen tener una relación directa

con los peciloblastos mencionados. Sin embargo, la falta de equivalentes no cataclastizados en estos afloramientos, impide aclarar satisfactoriamente tal cuestión.

Datos químicos. Petrología

Han sido realizados tres análisis químicos de roca total, de los cuales uno de ellos (1) corresponde a la roca original, otro a una roca cataclástica pero sin que se haya llegado a obliterar ni la textura ni la composición mineralógica original (2) y, el último, de una roca totalmente cataclastizada (3). Los resultados analíticos se muestran en la tabla siguiente:

	H.31 (1)	C.197-A (2)	C.126 (3)
SiO ₂	50.61	51.32	49.61
TiO ₂	1.37	1.62	1.54
Al ₂ O ₃	16.71	16.85	16.09
Fe ₂ O ₃	3.61	2.71	3.98
FeO	3.81	2.87	3.21
MnO	0.10	0.03	0.13
MgO	5.97	6.58	7.03
CaO	8.93	9.22	10.89
Na ₂ O	4.91	4.81	5.33
K ₂ O	0.40	0.31	0.21
P ₂ O ₅	0.32	0.24	0.19
H ₂ O	3.22	2.92	2.10
Total	99.92	99.53	100.31

Parámetros de NIGGLI

al	25.20	25.50	22.20
alk	12.70	12.50	12.40
fm	37.70	36.70	38.10
c	24.40	25.30	27.30
c+ fm	62.10	62.00	65.40
c/fm	0.647	0.689	0.716

Parámetros de LA ROCHE

Al+ Fe+ Ti	442	424	429
(Al+ Fe+ Ti)/3-Na	-11	-17	-15
(Al+ Fe+ Ti)/3-K	139	133	135
Ca+ Mg	307	327	368

Como se puede observar, la roca cataclastizada presenta un mayor contenido en MgO y, sobre todo, en CaO. Este aumento puede ser probablemente debido a la formación de carbonato, parte del cual puede ser de origen extraño a la roca metamórfica original.

Un origen ígneo es propuesto para estas rocas, a pesar del bajo número de datos analíticos de que se dispone, sobre la base de la situación de los puntos,

I° SIMPOSIUM INTERNACIONAL

PROCESOS DE CRECIMIENTO

DE CRISTALES

EN AMBIENTE SEDIMENTARIO

Abril 13 al 16 1982

ORGANIZACION:

**COMISION DE CRECIMIENTO DE
CRISTALES MINERALES DE LA
ASOCIACION INTERNACIONAL
DE MINERALOGIA.**

Los interesados en este Simposium pueden obtener información de:

Dr. R. Rodríguez Clemente,
Instituto de Geología.
Consejo Superior de Investigaciones Científicas
c/José Gutiérrez Abascal, 2. Madrid - 6.
ESPAÑA

LOS GNEISES DE LA SIERRA DE CHARCHES

Las rocas de esta composición se encuentran exclusivamente en las series de cobertera del área estudiada, en las Formaciones de la Rambla del Agua y de las Piletas. Sin embargo, en ninguna de ellas estas rocas son importantes volumétricamente ni constituyen niveles continuos. La escasez de afloramientos y las precarias condiciones de observación, en la mayor parte de ellos, ha impedido un análisis más completo que el que se hace a continuación. Este, por otra parte, ha sido facilitado por la gran semejanza estructural y mineralógica que presentan estas rocas en todos los afloramientos, así como por la Tesis Doctoral de PUGA (1971), en la cual se hace un estudio muy detallado de este tipo de rocas. A este trabajo se remite al lector que esté interesado en datos adicionales.

Los gneises de la Formación de la Rambla del Agua

Estructuralmente están caracterizados por la alternancia de lechos claros y oscuros, lo que les da un aspecto bandeado muy peculiar. Las bandas más oscuras están formadas por mica incolora, cuarzo, granate y minerales opacos. En contraposición, las de colores claros son muy ricas en cuarzo, feldespatos alcalinos y turmalina. Sin embargo, la mica incolora no es demasiado abundante ni siquiera en las capas esencialmente micáceas. Por esta razón, el desarrollo de estructuras foliadas es precario. Esta foliación es paralela a las superficies S_2 de las rocas infra y suprayacentes.

1. Los minerales.

Relaciones blastesis-deformación

La característica esencial a destacar de los **feldespatos alcalinos** en estas rocas es que, tanto formando parte de la matriz como en fenoclastos, la plagioclasa sódica (el contenido en anortita es siempre menor del 12 por ciento) es el único componente félsico, junto con el cuarzo. Los fenoclastos están formados por un cristal único (de dimensiones máximas 2×1 cm) o agregados monominerálicos de albita de dimensiones máximas $3 \times 1,2$ cm. Tienen formas amigdaloides cuyo eje mayor está contenido en las superficies de esquistosidad. Este mineral ha sido considerado de origen ígneo. Los fenoclastos mencionados han sido heredado de la roca original y parcialmente recrystalizados durante el metamorfismo. Son, sin duda, si no de composición si texturalmente, muy diferentes de las plagioclasas (albita fundamentalmente) neoformadas durante el metamorfismo. Las primeras suelen presentar ma-

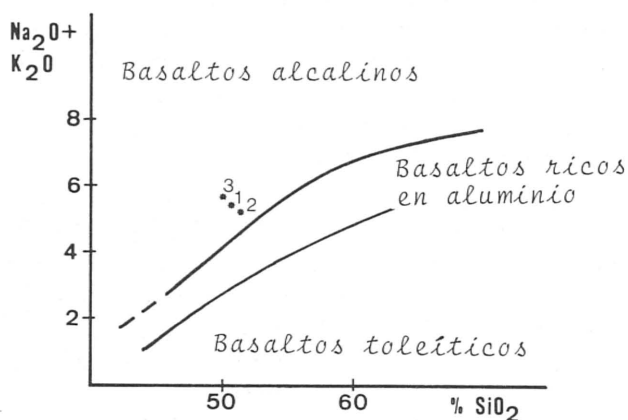


Figura 4.23

Las rocas de la Formación del Cerro de los Lobos son de carácter alcalino según el diagrama de KUNO (1960, 1966).

que representan los análisis químicos de la tabla anterior, en los diagramas de NIGGLI (1920), MOINE y DE LA ROCHE (1968). Por otra parte, el diagrama de PECCERILLO y TAYLOR (1976) es bastante claro en cuanto a la composición basáltica de estas rocas. Sin embargo, el hecho de que no exista ningún blasto de plagioclasa (probablemente recrystalizada), así como el bajo número de análisis de elementos mayores y ninguno de elementos minoritarios impide llegar más allá en el análisis del tipo de magmatismo que ha podido producir estas rocas. Tentativamente, han sido representados estos análisis en el diagrama $K_2O + NaO/SiO_2$ de KUNO (1966), con el resultado que se muestra en la fig. 4.23, en la cual estas rocas parecen tener afinidades alcalinas, lo que está en clara contradicción con el carácter toleítico pobre en K que indican PECCERILLO y TAYLOR (op. cit.). Un intento de discusión a este respecto llevaría a un cambio puramente especulativo y falto de base analítica que, por el momento, sería infructuoso. No por ello, la autora resta importancia al problema petrológico de estas rocas ya que, en el dominio Nevado-Filábride han sido citados diversos episodios magmáticos (NIJHUIS, 1964; PUGA, 1971; DIAZ DE FEDERICO y PUGA, 1974; PUGA, 1977; PUGA y DIAZ DE FEDERICO, 1976 a; GÓMEZ-PUGNAIRE et al., 1979 y PUGA, en prensa) durante la orogenia alpina, y la inserción de este nivel en uno de ellos podría ayudar considerablemente a la interpretación geodinámica para lo que, como se discutirá más exhaustivamente en el capítulo final, esta Formación del Cerro de los Lobos tiene considerable importancia. Es, por tanto, un punto esencial a resolver, en un futuro próximo, y en otras áreas del Complejo Nevado-Filábride en las cuales la calidad y cantidad de afloramientos permita un estudio petrológico, estructural y químico suficientemente detallado.

clas polisintéticas según la ley de la albita, mientras que las segundas prácticamente no están macladas. Aparte de que, estas últimas, forman parte exclusivamente de la matriz o corroen a los fenoclastos. Son muy comunes las maclas en damero en los cristales mayores de plagioclasa heredada. Si éstas proceden de la sustitución de feldespato potásico, no queda ningún relictos de este mineral que lo indique. De cualquier modo, han sido intensamente afectadas por deformación postcristalina y corrosión por parte de la matriz, por lo que el proceso de sustitución aludido debe referirse a una etapa magmática y no al metamorfismo.

El grado de sustitución de los fenoclastos es variable; a veces sólo han sido corroídos en los halos de "flattening" por cuarzo y plagioclasa neoformada, ambos con textura granoblástica. En otros casos sólo algunos relictos de plagioclasa ígnea, de tamaño mucho menor y con bordes ameboides, se encuentran entre los agregados de aquellos dos minerales (foto 52). Esta textura ayuda a comprender que cristales de plagioclasa con bordes indentados y características idénticas a las de los fenoclastos —pero de mucho menor tamaño (del orden de 0,3 mm) y que son muy comunes en la matriz— representan probablemente los restos de cristales mucho mayores parcialmente destruidos por un proceso semejante al descrito, aunque en un estadio de evolución más avanzado.

Aparte de las relaciones entre la plagioclasa de los fenoclastos (Ab₂ en las fotografías) y la formada en el metamorfismo (Ab₃), existe una generación más antigua, de origen también ígneo, constituida por cristales de plagioclasa (Ab₁), los cuales se encuentran desorientados y parcialmente corroídos (obsérvese el contorno escalonado y siguiendo los planos cristalográficos, que sugieren una sustitución controlada) por el cristal huésped (foto 53).

Deformación postcristalina de los cristales de Ab₂ es evidente, no sólo por el amigdalamiento sufrido sino además por las frecuentes incurvaciones de las superficies de contacto de las maclas y las fracturas que subdividen los cristales en bloques y que han sido rotados unos con respecto a otros, con posterior relleno granoblástico de cuarzo y Ab₃. Son también muy comunes las inclusiones de cristales idiomorfos de apatito.

La **turmalina** es muy abundante y presenta características texturales que hacen suponer un doble origen: pequeños cristales metamórficos y clastos heredados de la roca original. Es un factor común la orientación preferencial dimensional de la turmalina metamórfica, lo que da lugar a una orientación siempre visible en el afloramiento. Los clastos heredados presentan caracteres muy peculiares en cuanto a coloración (colores azules, marrones oscuros y diversos tonos de verde), en zonas que no siempre se distribuyen paralelamente a los bordes externos

de los clastos. Los cristales de la variedad metamórfica son idiomorfos, mientras que los fenoclastos heredados son mucho más frecuentemente hipidiomorfos, e incluso xenomorfos. Estos presentan en general fracturas irregulares muy abundantes y numerosas inclusiones de cuarzo.

La **mica incolora** es el filosilicato responsable de la foliación de la roca y su alternancia con cuarzo da lugar a un bandeado milimétrico paralelo a aquella estructura. Se encuentran además otros cristales de mica incolora (a veces con una ligera tonalidad verdosa) de dimensiones bastante mayores que los mencionados (hasta 2 x 1,5 mm) que presentan la particularidad de formar cristales amigdalados, con su mayor longitud paralela a las superficies de esquistosidad, pero con las trazas de la exfoliación normalmente transversas a esta estructura. Otro hecho generalizado es el aplastamiento de la matriz micácea, orientada preferencialmente, en torno a estos cristales, así como la presencia de estos últimos en las bandas cuarzo-feldespáticas. Todas estas características texturales sugieren que los cristales de esta mica (probablemente rica en componente celadónico, como puede hacer pensar el ligero color verde) pueden tratarse de cristales heredados de la roca original, es decir, de origen ígneo.

Los gneises de la Formación de las Piletas

Macroscópicamente son mucho más masivos y compactos que los anteriores, menos comunes las estructuras bandeadas y más ricos en componentes félsicos. Podrían ser descritos como gneises leucocratos ojeros. Los megablastos de feldespatos alcalinos son mucho más abundantes y de mayor tamaño (4 x 1,7 cm como valor medio) y los componentes máficos aún más escasos que en el caso anterior.

En estas rocas es muy frecuente el feldespato potásico. De hecho los "ojos" están constituidos prácticamente por cristales únicos de este mineral. Es, además, un componente común en la matriz. Esta última está compuesta por **cuarzo, feldespatos alcalinos, mica incolora, biotita y epidota** en mucha menor proporción. El granate falta en todos los afloramientos. Esta escasez en minerales planares, así como la desorientación de muchos de ellos, es la causa de las mal desarrolladas superficies de foliación que, como en el caso anterior, son asimilables a la S₂ de las rocas encajantes. Esta esquistosidad es esencialmente plana o ligeramente ondulada en el detalle y visible como lechos micáceos muy delgados distantes entre sí algunos milímetros. Los cristales mayores de feldespato muestran generalmente un alargamiento en la dirección de las superficies S, orientación que es puramente morfológica, ya que no va acompañada de orientación cristalográfica. Los componentes leucocráticos de la matriz constituyen cristales irregulares, a veces con

extinción ondulante, sobre todo en el caso del feldespato potásico. El cuarzo muestra evidencias claras de recristalización estática (textura granoblástica, en muchos casos junto a microclina y plagioclasa de dimensiones parecidas a las del cuarzo, del orden de 0,3 mm). Cuarzo granoblástico en bandas paralelas a la foliación es también común. Se trata probablemente de antiguas bandas de cuarzo "ribbon" recristalizado. Asimismo, rellena las fracturas de los megablastos de feldespato.

Varias generaciones de **feldespatos alcalinos** han sido formadas en estas rocas, algunos durante un proceso(s) ígneo y otros durante el metamorfismo. La formación de una nueva generación lleva implícita la desaparición total o parcial de otra u otras anteriores. Puesto que las relaciones texturales que indican estas transformaciones son, a veces, difíciles de interpretar, se considera oportuno indicar en unas pocas líneas cuáles han sido los criterios texturales adoptados (de uso común, por otra parte) para reconstruir las etapas de recristalización de feldespatos. De esta manera, además, se suministra al lector el grado de credibilidad de las deducciones que se hacen a continuación. Tales criterios texturales son los siguientes:

1) Inclusiones de cristales de una especie mineral en otra de igual o distinta composición química. En este caso se ha considerado la inclusión anterior al cristal huésped cuando el contorno de los cristales que constituyen las inclusiones presentan las características de corrosión que se indican en los puntos siguientes. Por otra parte si los cristales englobados son de la misma especie mineralógica y presentan la misma orientación cristalográfica, se consideran como porciones de un antiguo cristal único desmembrado por efecto de la sustitución sufrida.

2) Límites intergranulares festoneados. Este tipo de límites se producen típicamente por efecto de la sustitución por corrosión, sobre todo en aquellos minerales que no han desarrollado bien superficies de exfoliación u otros planos cristalográficos (maclas, p.e.). En este trabajo se considera esta relación interpretable cuando el antiguo límite del grano corroído es todavía reconstruible.

3) En los cristales con buen desarrollo de las superficies de exfoliación, los límites intergranulares que indican sustitución están controlados por ellas, de manera que el efecto final del contorno muestra un dispositivo escalonado, en el que los pequeños "escalones" coinciden con las superficies cristalográficas del mineral que está siendo sustituido. Ejemplos de este tipo son muy comunes en los fenoclastos de las rocas estudiadas.

El **feldespato potásico** es un componente importante (del orden del 15 al 20 por ciento) de la roca. Se encuentra tanto en fenoclastos como en la matriz, mucho más frecuentemente en el primer caso. Los

fenoclastos son hipidiomorfos y a veces maclados con maclas según la ley de Carlsbad o con macla del enrejado. Los cristales de la matriz son irregulares y, generalmente, producto de la granulación de los que constituyen los "ojos".

Han sido reconocidas dos generaciones de **plagioclasa** ígnea, con características semejantes a las descritas en los gneises anteriores. Los cristales de la segunda generación (Ab₂), los de mayor tamaño, se encuentran claramente sustituidos por feldespato potásico (Fk₁). En algunos casos la transformación es incipiente, pero en otros afecta a la mayor parte del cristal anterior, quedando pequeñas porciones isorientadas de él.

A veces es visible un frente de sustitución de cristales de Ab₂ por Fk₁, el cual en ocasiones es fácil de identificar cuando quedan restos relativamente grandes de Ab₂ aún no transformados. Esta sustitución produce digitaciones de Ab₂, dentro del feldespato potásico, igualmente orientadas que el cristal mayor. En ellas, los individuos maclados son mucho más delgados que los del cristal original. Probablemente esta diferencia es debida a que estas digitaciones no representan porciones de Ab₂ sin sustituir, sino que han sido recristalizadas concomitantemente con el proceso de sustitución. Estas pertitas son claramente distinguibles de las producidas por fenómenos de desmezcla (también comunes en estas rocas) por el tamaño de las fibras y porque estas últimas están siempre orientadas según los planos cristalográficos del feldespato potásico. En las fotografías que acompañan al texto se pueden observar algunos de estos procesos.

La generación metamórfica de plagioclasa (Ab₃) se ha formado a expensas tanto de los fenoclastos de Ab₂ como de los Fk₁. Son frecuentes los relictos de cristales de ambos minerales, con límites intergranulares muy irregulares debido a la intensa corrosión sufrida por parte de la matriz.

Los fenoclastos de cualquier composición han sufrido deformación postcristalina, lo que ha producido fracturas, generalmente perpendiculares a la dirección de máxima extensión (que coincide con el máximo alargamiento de los "ojos"), en las que ha recristalizado granoblásticamente nueva plagioclasa (Ab₃), cuarzo y feldespato potásico (Fk₂).

La **mica incolora**, que se presenta en cristales de pequeñas dimensiones, se encuentra en dos situaciones texturales genéticamente distintas. El primer tipo se refiere a los cristales de tamaño sericítico que transforman a los blastos de plagioclasa, probablemente heredados de la roca original y parcialmente corroídos por la matriz, lo que sugiere una etapa de sericitación relacionada con el proceso ígneo que los originó.

Un caso singular de gneis lo representa un afloramiento de pequeñas dimensiones, y próximo a un

nivel importante de mármoles, el cual está constituido por una matriz poco heterogénea, en cuanto a tamaño de grano, constituida por feldespatos alcalinos —feldespato potásico fundamentalmente— y cuarzo con textura granoblástica. En ella son aún visibles relictos de antiguos megablastos de feldespato potásico, con bordes indentados por la fuerte corrosión que han sufrido por parte de la matriz y que muestran las mismas características de sustitución de plagioclasa tal y como ha sido anteriormente descrito. En los cristales mayores son a veces muy abundantes las inclusiones de pequeños cristales idiomorfos de circón.

El resto de la roca, menos del 10 por ciento, está constituido por mínimas cantidades de titanita, algunos granos de circón, biotita, algo más abundante y, sobre todo, por anfíbol. Este último se presenta con apenas orientación preferencial dimensional, total o parcialmente englobado por los cristales mayores de feldespato potásico, o en contacto estable con él (la interfase es limpia y recta). En otros casos es evidente la corrosión que ha sufrido por parte de la matriz, lo que le da un aspecto esquelético como el que se puede observar en la fotografía 54. En pocos cristales es visible una incipiente transformación a otra variedad de anfíbol, no determinable ópticamente, con pleocroísmo semejante al de la hornblenda. Las características ópticas del anfíbol descrito son las siguientes: es fuertemente dispersivo ($r > v$) y muy coloreado en tonos verdes y amarillos ($z =$ verde muy oscuro, casi negro; $b =$ verde azulado y $x =$ amarillo). $2V_x = 5-9^\circ$ (media de 8 medidas). Estas características corresponden a la variedad rica en hierro de la **catoforita**.

Algunos aspectos sobre las sucesiones paragenéticas

En este apartado se pretende reunir, de una manera esquemática, los datos de observación expuestos y, a partir de ellos, hacer algunas deducciones de índole petrogenética con respecto a las sucesivas etapas de cristalización y sus relaciones con las de metamorfismo. Los resultados se exponen en un cuadro sintético al final del apartado. Se toman en consideración los gneises de las dos formaciones, ya que el esquema general es muy semejante en ambos casos. De esta manera se pretende eliminar innecesarias repeticiones, sin que por ello determinados aspectos concretos de uno u otro nivel, dejen de ser considerados singularmente.

De los componentes mineralógicos fundamentales existen dos generaciones, sin duda de origen ígneo, deducibles tanto por las observaciones texturales como por los datos de geotermometría de feldespatos aportados por PUGA (1971). A esta etapa son atribuidos los fenoclastos de Ab_2 y sus locales inclusiones de Ab_1 . A título de hipótesis, a esta misma generación se atribuye el feldespato potásico sustituido por albita con maclas en damero, en el supuesto de que esta última característica (la maccla) haya sido producida por tal sustitución, como suele ser común. Son también atribuidos a esta misma fase de cristalización cristales de cuarzo, contenidos por fenoclastos de Ab_2 , como los de la fotografía 53, con límites intergranulares lobulados e isorientados (Q_1), que pueden representar un principio de intercrecimiento gráfico entre ambos minerales. También la mica incolora, en cristales mayores que los de la matriz esquistosa y desorientada.

CUADRO ESQUEMATICO DE LAS ASOCIACIONES MINERALES EN LOS GNEISES DE LAS FORMACIONES DE LA RAMBLA DEL AGUA Y DE LAS PILETAS

Paragénesis ígnea	Paragénesis metamórfica	
	Sintectónica	Postectónica
Albita ₁	Albita ₃	
Albita ₂	F. Potásico ₂	
F. Potásico ₁	Rutilo	Titanita
Cuarzo ₁	Epidota	Ilmenita
Sericita	Mica incolora	Mica incolora
Mica incolora		
Turmalina	Turmalina	
Biotita marrón	Biotita verde	
Catoforita	Anfíbol s.l.	
Apatito	Granate	Granate
Circón		

dos con respecto a ella, son atribuibles a esta generación, debido a que los lechos micáceos sintectónicos se adaptan a ellos. Sin embargo, faltan puntos de referencia para insertar la cristalización de dicha mica en uno u otro momento de la secuencia de cristalización descrita. Esto mismo es aplicable a la sericitización, probablemente ígnea s.l., que muestran algunos cristales de plagioclasa. Turmalina, cirión y los núcleos alaníticos de los cristales de pista-cita son también referibles a este mismo evento premetamórfico.

Por lo que se refiere a los gneises de la Formación de las Piletas, son atribuibles a esta generación ígnea los cristales de Ab₁ y Ab₂ de características semejantes a las descritas, así como el feldespato potásico (Fk₁) que sustituye parcialmente a esta última. En algunas variedades, el anfíbol (catoforita) es también asimilable a esta generación (se recuerda su frecuente inclusión en fenoclastos ígneos y la interfase estable con feldespato potásico de este mismo origen), así como los, parcialmente sustituidos, escasísimos restos de biotita marrón.

La mayor parte de los cristales referidos han sido interesados por deformación postcristalina. Esta fase de deformación ha sido la responsable de la formación de la esquistosidad, visible al microscopio como una orientación morfológica de cristales de mica incolora, epidota, mena opaca, titanita y turmalina. Esta foliación se adapta a los fenoclastos mencionados. Una fase posterior de blastesis en condiciones estáticas ha producido la mayor parte del cuarzo, Ab₃, Fk₁ y biotita verde, como puede deducirse por la falta de orientación y/o deformación en ellos, así como por la textura granoblástica. Localmente, una segunda fase de deformación ha afectado a los minerales descritos, sin que se observe recristalización concomitante o posterior a ella.

Datos químicos de los gneises de la Formación de la Rambla del Agua. Origen

En la tabla 4.29 se representan los resultados de los análisis químicos y los parámetros de Niggli de tres muestras de estos gneises. Los análisis (4) y (5) corresponden a la media de 8 y 3 análisis de leucogranitos y alaskitas respectivamente.

Este nivel es mineralógica y texturalmente muy homogéneo en el área estudiada. Esta constancia mineralógica cuantitativa determina, evidentemente, la constancia en la composición química, lo cual es perfectamente observable en estos análisis. Las pocas variaciones químicas están relacionadas con el contenido en K₂O, lo que era de esperar, habida cuenta de que la cantidad de fenoclastos de feldespato potásico es probablemente la única variación mineralógica visible en el afloramiento. Otra caracte-

TABLA 4.29

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
	30.11.4	302	137		
SiO ₂	74.36	75.11	75.07	72.64	75.05
Al ₂ O ₃	13.69	13.12	13.41	14.69	13.48
Fe ₂ O ₃	0.40	0.53	0.47	0.37	0.84
FeO	1.15	1.09	1.12	0.88	0.63
MnO	0.03	0.02	0.02	0.02	0.04
MgO	0.12	0.09	0.10	0.44	0.21
CaO	0.43	0.47	0.41	1.17	0.24
Na ₂ O	2.71	3.07	2.87	3.13	4.20
K ₂ O	4.87	4.36	5.06	5.58	5.03
TiO ₂	0.18	0.12	0.10	0.24	0.03
P ₂ O ₅	0.23	0.29	0.20	0.16	0.08
H ₂ O	1.05	1.23	1.12	0.56	0.34
Total	99.23	99.50	99.95	98.89	100.17
Parámetros de Niggli					
al	51.70	50.60	50.10	47.80	47.70
alk	36.60	37.20	38.30	36.10	43.70
c	2.70	3.10	2.70	6.96	1.50
fm	9.00	9.10	8.90	9.10	7.10
c+ fm	11.70	12.20	11.60	16.10	8.60
c/fm	0.30	0.34	0.30	0.76	0.21

terística que merece la pena destacar es el sistemático bajo valor del parámetro c. Estos bajos porcentajes de CaO, que son probablemente heredados de la roca original, pueden ser la causa del bajo contenido en anortita de la plagioclasa.

La composición de estas rocas, como hace notar PUGA (1971), no es normal en las rocas sedimentarias comunes. De hecho, la composición media de una arcosa es, comparativamente, demasiado pobre en Al₂O₃ y la de una grauvaca demasiado máfica.

En la fig. 4.24 b se ha querido poner en evidencia el hecho de que los puntos representativos de estos análisis están dentro del campo de composición de las rocas ígneas; para ello ha sido utilizada la sección III del tetraedro al-fm-alc-c de NIGGLI (1920).

La hipótesis de que estas rocas puedan tratarse de niveles ígneos ácidos, como propone PUGA (1971), parece perfectamente congruente también para los niveles en discusión. Entre otros hechos, la concordancia con las rocas encajantes y la homogeneidad textural y estructural pueden ser muy explicadas por esta hipótesis en las rocas estudiadas en la Sierra de Baza. La sustancial constancia de la composición química, mineralógica y textural de estas rocas es difícilmente explicable si se supone como roca original un sedimento arenáceo; o bien, originada por un proceso de metasomatismo. Es, por lo menos sorprendente, que estos niveles hayan alcanzado, todos al mismo tiempo, el mismo estadio de

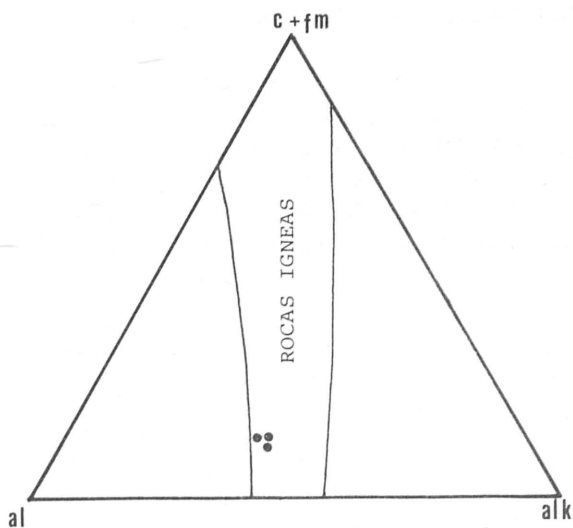


Figura 4.24
Representación de las rocas analizadas (ver tabla 4.29) en la sección III del tetraedro al-alk-c-fm de NIGGLI (1920).

evolución metasomática.

Por lo que se refiere al proceso originario del material ígneo metamorfozido, pueden ser tomadas en consideración dos alternativas: 1) se trata de una lámina delgada de granito intruido concordantemente; 2) son materiales volcánicos. Ambas hipótesis son contrastadas y discutidas por PUGA (op. cit.), que llega a la conclusión de que se trata de un producto de un proceso volcánico probablemente explosivo.

En las rocas estudiadas en este trabajo no existen argumentos decisivos a favor de una u otra hipótesis. Sin embargo no es descartada la primera posibilidad por la falta de metamorfismo térmico en los contactos de la intrusión, como propone PUGA (op. cit.), ya que esto puede ser explicado sea por la poca potencia del cuerpo intrusivo, y por tanto por la rapidez de enfriamiento, sea porque estos efectos han podido ser obliterados fácilmente durante el metamorfismo. Por otra parte, relictos de estructuras o texturas volcánicas no han sido preservados en las rocas que se consideran y existe una seriación de tamaño de grano en la cual falta la fracción granoblástica de grano muy fino.

En cualquier caso, es de considerar el carácter granítico rico en sodio de estas rocas, que permite clasificarlas como alaskitas (o su equivalente volcánico, tordrillitas) según la clasificación de JOHANNSEN (1932, pp. 106-110 y 113-115) y STRECKEISEN (1976, p.13). La composición próxima a la albíta pura de la plagioclasa y el escaso porcentaje de componentes máficos son congruentes con esta interpretación. A título comparativo se incluyen en la tabla 4.29 la media de varios análisis químicos de alaskitas, tomado de JOHANNSEN (op. cit.). Asimismo, se incluye la composición media de varias leucoriolitas. Obsérvese el mayor por-

centaje de CaO en estas últimas. PUGA (1971) propone que la composición albítica de la plagioclasa puede haber sido producida por un proceso de metasomatismo sódico. En las rocas estudiadas no existe ningún indicio que permita reconocer que ha tenido lugar tal proceso, excepto la albitización tardía que ha afectado a toda la masa de la roca. Este proceso no se ha tenido en consideración en esta discusión ya que se ha producido, presumiblemente, en las últimas etapas de la orogenia alpina. Ni han sido, por supuesto, químicamente analizadas muestras que presentaran indicios de haberla sufrido.

Datos químicos de los gneises de la Formación de las Piletas. Origen de las rocas

La tabla 4.30 muestra los resultados de los análisis químicos de que se disponen. El primero de ellos (1) es el de los elementos mayoritarios de la roca, el segundo corresponde al anfíbol (2) y los dos últimos son de fenoclastos de feldespato potásico (3) y (4). Se incluyen, además, a título comparativo dos análisis de catoforita férrica tomados de TRÖEGER (1969). Como se puede observar, los datos químicos confirman las determinaciones ópticas de este anfíbol. De hecho, los valores de cada óxido son comparables con los datos extraídos de la literatura. Por lo que se refiere al tipo de roca que contiene este mineral, es característicamente pobre en calcio, y con una alta relación de K_2O/Na_2O . Es precisamente en este tipo de rocas en las que la catoforita suele formarse, sobre todo si se trata de rocas infrasaturadas en sílice. No obstante, es también un mineral común y sustituye a la afversonita en rocas ácidas pobres en calcio y ricas en sodio, como las alaskitas y, sobre todo, sus

TABLA 4.30

	1	2	3	4	5	6	Fórmula estructural anfíbol.
SiO ₂	75.21	43.68	48.87	37.51	64.46	64.36	Si 6.794
TiO ₂	0.25	0.33	1.72	0.75	0.00	0.00	Al ^{IV} 1.206
Al ₂ O ₃	13.49	9.41	3.86	8.50	16.92	16.90	C.T. 8.000
Fe ₂ O ₃	0.61	—	8.43	11.41	—	—	Al ^{IV} 0.523
FeO	0.98	31.05	15.82	23.21	0.49	0.45	Fe ²⁺ 3.584
MnO	0.03	0.05	1.52	1.70	—	—	Fe ³⁺ 0.454
MgO	0.18	2.32	6.13	0.56	0.00	0.00	Mg 0.537
CaO	0.25	7.83	5.02	7.91	0.39	0.26	Mn 0.007
Na ₂ O	3.28	1.82	6.52	3.79	0.83	0.79	Ti 0.039
K ₂ O	4.04	3.53	1.03	2.10	17.12	17.38	C.Oc. 5.145
P ₂ O ₅	0.30	—	—	—	—	—	Ca 1.306
H ₂ O	0.94	—	—	—	—	—	Na 0.549
Total	99.56	100.03	98.92	97.82	100.21	100.14	

equivalentes volcánicos o hipoabisales. De hecho, su nombre alude a su frecuente aparición en rocas volcánicas (DEER et al., 1967).

Con respecto al feldespato potásico, los valores de Na_2O y CaO son relativamente altos en comparación con el mineral puro (el Na_2O en este caso oscila alrededor del 0,50 por ciento). Aunque en los cristales analizados no son visibles los fenómenos de desmezcla de albita, es probable que estos análisis correspondan a una pertita, ya que los contenidos en los óxidos anteriores son aceptables.

Así pues, estos gneises pueden haber sido formados a partir del mismo tipo de fundido que los de la Formación de la Rambla del Agua, en lo que a composición química se refiere. El tipo de afloramientos, la escasez de los mismos, la falta de relictos de estructuras ígneas y los pocos datos analíticos de roca total, no permiten una apreciación del problema del origen de estas rocas que vaya más allá de la que se ha expuesto en este apartado y en el anterior.

DEPOSITOS BASALES DE LA COBERTERA DE LA UNIDAD DE CHARCHES

Con este nombre se han englobado un conjunto de niveles que representan los depósitos más antiguos de la cobertera de la Unidad de Charches y se encuentran en contacto con el zócalo de la Formación del Raposo. El tramo, de composición heterogénea, está constituido por un conglomerado de cantos cuarcíticos que, lateral y verticalmente hacia el techo, se va enriqueciendo en componentes pelíticos. En el muro se encuentran locales niveles de micacitas en contacto directo con la serie de zócalo. Hacia el techo, alternan con un metaconglomerado de cemento básico y, por último, con cuarcitas y filitas cuarzosas las cuales coronan el tramo. La potencia total está comprendida entre 7 y 10 m. Algunos de los litotipos más interesantes desde el punto de vista estratigráfico y petrológico son descritos a continuación, para pasar más adelante a un análisis de la composición química de los distintos niveles y, por último, a la interpretación petrológica.

Descripción del metaconglomerado de cemento pelítico

El **metaconglomerado** constituye un nivel discontinuo de potencia del orden de 1-2 m, intercalado con diversos tipos de rocas que, en total, pueden llegar a los 8 m de potencia total. Está formado por cantos de composición cuarcítica muy pura, con una mínima parte de cemento de composición arci-

llosa. Los cantos tienen forma de elipsoide de tres ejes de dimensiones variables; a título de ejemplo se indican las medidas en centímetros de algunos de ellos: 12 x 1,5 x 1, 13 x 4 x 1,5, 5 x 9 x 30. Como se puede observar, uno de los ejes es considerablemente mayor que los otros dos. La orientación de estos elipsoides en el afloramiento es la misma, lo que indica que su forma actual es el resultado de la deformación relacionada con el metamorfismo alpino.

Todas estas relaciones se ilustran en las fotografías que acompañan al texto (fotos 34, 46 y 49).

La composición de estos cantos es, como se ha mencionado, fundamentalmente cuarcítica, encontrándose dos variedades diferentes, dependiendo del tipo de material que se encuentra entre los granos de cuarzo. La primera de ellas está constituida por un 90 por ciento de cuarzo con las formas ameboides típicas de este mineral cuando presenta textura en mortero y con fuerte extinción ondulante. El material intergranular consiste en un agregado de minerales de dimensiones menores de 0,1 mm, formado, en orden decreciente de abundancia, por epidota, mica incolora, mena opaca y anfíbol. Esta variedad es la más común en el metaconglomerado de cemento básico que se describirá más adelante.

El otro tipo de cantos está constituido por más del 90 por ciento de cuarzo granoblástico. La saturación de los bordes de los cristales y la heterometría de grano puede ser el relicto recristalizado de una antigua textura en mortero.

Lateralmente, y hacia el techo, el nivel de conglomerados pasa a ser mucho más rico en material pelítico, a la vez que son mucho menos abundantes los cantos como los descritos y aparecen otros de mucho menor tamaño, constituidos por cristales únicos de cuarzo. En el muro existen concentraciones locales en las que la mica incolora constituye el 90 por ciento de la roca, faltando la fracción cuarzosa casi totalmente. En los pasos intermedios, la roca consiste en una matriz micácea de tamaño sericítico orientada morfológicamente, lo que da lugar a superficies de esquistosidad, que han sido posteriormente deformadas por pliegues de poca amplitud.

Neoformación de **biotita** es relativamente común, presentándose en cristales idiomorfos, transversos a las estructuras de deformación impresas en la roca (S₂). La biotita transforma parcialmente a pequeños y poco abundantes cristales de **granate**, que se encuentran dispersos homogéneamente en la roca. Coronas de granate alrededor de los cristales de **mena opaca** (de dimensiones medias 0,1 o 0,2 mm) son relativamente comunes. En algunos casos el opaco, muestra indicios de lo que textualmente puede ser interpretado como corrosión por parte del granate (Foto 47).

Descripción del metaconglomerado de cemento básico

Está formado por cantos cuarcíticos, de formas semejantes a los descritos en el metaconglomerado de cemento pelítico, de dimensiones que oscilan entre 11 x 2,5 x 1 y 1,5 x 0,80 x 0,5 cm. Estos cantos están constituidos por cuarzo granoblástico en más del 90 por ciento y cantidades minoritarias de mica incolora de tamaño sericítico, epidota de dimensiones parecidas y, por último, cantidades muy pequeñas de cristales redondeados de rutilo y, localmente, granate. En otros casos, los cantos, del orden de 1-2 mm, están constituidos por un cristal único de cuarzo, algunos de ellos han recristalizado parcialmente durante el metamorfismo adquiriendo textura en mortero y otros han sido totalmente recristalizados dando lugar a agregados monominerálicos con textura granoblástica.

La matriz es textural y mineralógicamente heterogénea debido a la superposición de distintos procesos relacionados con el metamorfismo, como por ejemplo el distinto estadio de evolución metamórfica que presentan porciones diferentes del mismo afloramiento, e incluso de la misma lámina delgada. El tipo de asociación de minerales en una determinada porción de la roca depende de varios factores: existencia o no de diferenciación metamórfica entre los cantos y la matriz y grado de evolución metamórfica.

La matriz está constituida por un agregado de minerales de grano muy fino, a veces no identificable ópticamente, en la cual se encuentran cristales desorientados, del orden del milímetro de longitud mayor, de anfíbol. Este presenta características ópticas de hornblenda. Los cristales, visibles al microscopio, de la matriz son generalmente de epidota, no determinable ópticamente en muchos casos y reconocible como alanita recrecida a pistacita en otros, pequeñas cantidades de mena opaca y un mineral leucocrato que puede ser cuarzo. El tamaño medio de estos cristales en la matriz es de 0,04 mm y el mínimo 0,02 mm. Eventualmente, se encuentran cristales de cuarzo con fuerte extinción ondulante y formas angulosas de hasta 0,2 mm. Antiguos granos de este mineral (hasta 0,6 mm) han sufrido una evidente "reacción" con la matriz, dando lugar a la formación de una cuarcita con textura granoblástica, en la cual, localmente, se han formado cristales de anfíbol, titanita y epidota de tamaño mayor del descrito y que a veces rodean relictos de cristales únicos de cuarzo, con fuerte extinción ondulante, no recristalizados.

Parece evidente que la existencia de cristales de cuarzo heredados facilita la neoblastesis de anfíbol y epidota de mayor tamaño que el normal en la matriz, los cuales se encuentran, en general, morfo-

lógicamente desorientados. En otros casos, la recristalización masiva y estática es bien visible dando lugar a la formación de un agregado de cristales desorientados, de dimensiones medias 2 mm, de pistacita, anfíbol y abundantes cristales de rutilo de hasta 0,1 mm. Deformación postcristalina en los cristales de anfíbol es un hecho común. En los ejemplares de rocas que se describen una nueva fase de blastesis es evidente por la formación, a partir de anfíbol, de granates idiomorfos de dimensiones máximas 0,1 mm. Presumiblemente en esta misma fase se produce la transformación de rutilo en ilmenita, la cual se encuentra, por lo general, como un borde opaco en torno a dichos cristales. Biotita y, menos frecuentemente, clorita son también productos normales de transformación de anfíbol.

Entre los cantos cuarcíticos descritos anteriormente y la matriz se encuentra una zona intermedia constituida por cuarzo granoblástico y epidota en proporciones aproximadamente iguales, todo ello de grano muy fino. Esta zona intermedia puede haberse producido por "reacción" entre la matriz y los cantos, lo que explicaría el límite —mucho menos neto y más irregular en este caso, en contraste con los del conglomerado de cemento pelítico— así como la aparente "digestión" que se observa en ellos en la muestra de mano. Estas características sugieren que la zona intermedia entre los cantos y la matriz ha podido producirse mediante un proceso de diferenciación metamórfica, condicionado a la existencia de zonas de muy diferente composición química en contacto durante la recristalización metamórfica.

Las asociaciones mineralógicas formadas durante el metamorfismo alpino, en los distintos litotipos, se presentan en la tabla siguiente:

Datos químicos

En la tabla 4.31 se presentan los resultados de los análisis químicos de las rocas de este tramo. Los dos primeros corresponden al metaconglomerado de cemento básico y al resultado del mismo análisis recalculado para un valor de SiO₂ del 50 por ciento. Esto ha sido hecho con objeto de descontar el contenido en sílice de los clastos de cuarzo existen-

Metaconglomerado de cemento pelítico	Términos intermedios de metaconglomerado a micacitas. Cuarzitas y filitas cuarzosas	Metaconglomerado de cemento básico
Cuarzo	Cuarzo	Cuarzo
Mica incolora	Mica incolora	Anfíbol
Mena opaca	Granate I	Biotita
	Mena opaca	Clorita
	Rutilo	Granate
		Pistacita
		Alanita
		Zoisita
	Albita	Rutilo
	Oligoclasa	Titanita
	Biotita	Ilmenita
	Clorita	Mena opaca

tes en ella. Ambos han sido representados en el diagrama de LEAKE (1964), con el resultado que se observa en la fig. 4.22.

Es evidente la afinidad con rocas de composición pelítico-carbonatada en la figura mencionada. Como puede observarse, el punto que representa el análisis (1) recalculado se encuentra igualmente dentro de este mismo campo de composición. Parece pues, claro, que estas rocas se pueden considerar como derivados metamórficos de rocas de composición grauváquica. La riqueza en epidota, la falta de plagioclasa y de relictos mineralógicos y estructurales que puedan ser considerados ígneos, así como la especial forma de presentarse en el afloramiento apoyan esta conclusión.

Los análisis 3 y 4 corresponden a un metaconglomerado de cemento pelítico, el 5 a una micacita con granates y el último a una filita con pocos clastos de cuarzo. En los dos últimos es evidente el alto contenido en Al_2O_3 . En estas y otras rocas encajantes del mismo tramo no se ha formado ningún polimorfo del Al_2SiO_5 . Sin embargo, los diagramas de difracción de rayos-X de los filosilicatos incoloros han permitido identificar, utilizando para ello las reflexiones basales (0010), la presencia de pirofilita coexistente con moscovita. El número de muestras analizadas ha sido de 11, cantidad que se ha considerado representativa, habida cuenta de la homogeneidad mineralógica dentro de cada nivel. De ellas, 7 corresponden a filitas con poco contenido en cuarzo, 3 son de micasquistos con clastos de

cuarzo y eventuales cantos cuarcíticos y, por último, una micacita. La pirofilita coexiste con moscovita en 7 muestras, seis de filitas y una de micacita, moscovita y paragonita coexisten en dos muestras de metaconglomerado de cemento pelítico y existe sólo moscovita en dos metaconglomerados de cemento pelítico poco abundante.

Es de destacar que en el área estudiada sólo estas rocas y las metapelitas de la Formación del Cerro de los Lobos contienen pirofilita en cantidades significativamente altas. En dicha formación, este tipo de rocas se interpreta en relación con depósitos de tipo continental (sedimentos residuales). En este caso, como se discute al final del capítulo, las relaciones espaciales entre los diversos tipos de rocas descritos y la composición química y mineralógica de los sedimentos arcillosos, parece indicar, asimismo, un medio de depósito continental. La relativa escasez de pirofilita en series pelíticas marinas metamorfizadas podría ser explicada de este modo.

Algunas consideraciones sobre el origen

Es difícil llegar a conclusiones definitivas sobre el ambiente de depósito en el que se han podido formar estas rocas, por motivos que se exponen a continuación: 1) La calidad del afloramiento, en el cual las relaciones entre los distintos niveles son, a veces, difíciles de establecer; 2) Influencia de las deformaciones relacionadas con el metamorfismo alpino. Algunas relaciones entre los niveles descritos, a pequeña escala, podrían considerarse originales; sin embargo, no puede existir una gran seguridad al respecto debido a que los fenómenos de transposición tectónica a favor de superficies S —esencialmente paralelas a la S_0 — han podido jugar un papel importante, modificando los contactos primitivos.

El tipo de rocas que componen este tramo y la posición del mismo —en el tránsito de la secuencia del zócalo y la cobertera— sugieren que el metaconglomerado y los sedimentos arcillosos y arenáceos a él asociados, han sido producidos por la erosión de un zócalo metamorfizado y que, por tanto, se trata en conjunto de un conglomerado basal formado a partir de rocas más o menos próximas al afloramiento pero pertenecientes probablemente a dicho zócalo. A este respecto, se recuerda que la parte superior de la serie de zócalo, en esta área, está constituida por niveles relativamente potentes de cuarcitas alternantes con micasquistos. Se recuerda, asimismo, que los cantos que forman este conglomerado son esencialmente cuarcíticos o de cuarzo de tamaño arena.

Localmente, se observa disminución del tamaño de los cantos hacia el techo y concomitante aumento

TABLA 4.31

	(1) H.171	(2) C.415	(3) H.170	(4) H.168	(5) H.169	(6) C.414
SiO ₂	60.01	52.11	72.95	67.71	44.26	52.67
TiO ₂	1.04	1.10	0.97	1.15	0.93	1.01
Al ₂ O ₃	10.64	13.21	13.68	16.33	29.56	25.46
Fe ₂ O ₃	4.61	5.23	3.01	3.59	3.49	5.41
FeO	2.87	3.12	0.65	0.78	7.70	3.35
MnO	0.75	0.79	0.03	0.03	0.03	0.02
MgO	5.73	7.61	1.02	1.21	2.51	2.33
CaO	10.49	12.31	0.30	0.36	0.30	1.07
Na ₂ O	0.44	0.91	0.50	0.49	1.01	0.55
K ₂ O	0.15	0.25	3.86	5.61	5.24	4.63
P ₂ O ₅	0.17	0.22	0.12	0.14	0.21	0.12
H ₂ O	2.80	3.22	2.51	3.40	4.49	3.21
Total	99.70	100.08	99.60	100.70	99.73	99.83

Parámetros de Niggli

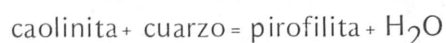
al	18.90	19.10	51.50	50.30	49.90	50.00
alK	1.60	2.70	18.80	21.00	12.40	11.60
fm	45.50	45.80	27.80	26.80	36.80	34.60
c	34.00	32.40	1.90	1.90	0.90	3.80

en la cantidad de pelitas. Sin embargo, son comunes los cambios laterales de "facies". Así, es frecuente encontrar lentejones de dimensiones medias 1 x 0,5 m, compuestos esencialmente por metapsamitas y englobados en el metaconglomerado de cantos cuarcíticos con muy poco cemento pelítico. Otras veces son las pelitas las que sustituyen lateralmente al metaconglomerado, con frecuentes indentaciones con éste. También niveles pelíticos constituyen la base del tramo con transiciones, generalmente netas al metaconglomerado, con frecuentes indentaciones con él. Comparando este tramo con sedimentos no metamorfizados, las características descritas son muy semejantes a las que se encuentran en depósitos relacionados, por ejemplo, con un medio fluvial.

Las rocas de composición arcillosa asociadas a este tramo son, como se ha indicado anteriormente, relativamente ricas en pirofilita. Su formación está favorecida por el alto contenido en Al_2O_3 de estas rocas. Es un hecho que las mayores concentraciones de alúmina, en rocas de composición arcillosa, suelen producirse en medios de depósitos continentales y, concretamente, en ambientes fluviales. Esto es debido a la mayor abundancia de caolinita en sedimentos relacionados con estos últimos en contraposición a los marinos, en los cuales la montmorillonita es mucho más abundante. Este hecho es común, tanto en depósitos actuales (NELSON, 1960; HIRST, 1962) como antiguos (GROOT y GLASS, 1960; LOPEZ-AGUAYO y MARTIN-VIVALDI, 1973).

La tabla 4.32 permite comparar la media de los análisis químicos de arcillas depositadas en ambientes diversos. Como se puede observar, el contenido medio de alúmina en las arcillas continentales es considerablemente más elevado, y próximo a los valores de las rocas analizadas en este trabajo (análisis 5 y 6 de la tabla 4.31), que las arcillas marinas.

La formación de pirofilita en rocas pelíticas metamorfizadas se produce a partir de la caolinita según la reacción siguiente (READ y HEMLEY, 1966; VELDE y KORNPROBST, 1969; FREY, 1970).



Tratándose de un medio continental, en relación con el cual se producen las mayores concentraciones de caolinita, la formación de pirofilita en los derivados metamórficos de estas rocas debe ser un hecho común. La pobreza de caolinita, con respecto a la montmorillonita en sedimentos pelíticos marinos, sobre todo en los más profundos, puede ser la causa de la relativa escasez de pirofilita en las secuencias metapelíticas atribuidas a este origen.

La escasez de afloramientos de este tipo (se conoce solamente otro, de características semejantes al descrito, en los alrededores de Tahal) y la disconti-

TABLA 4.32

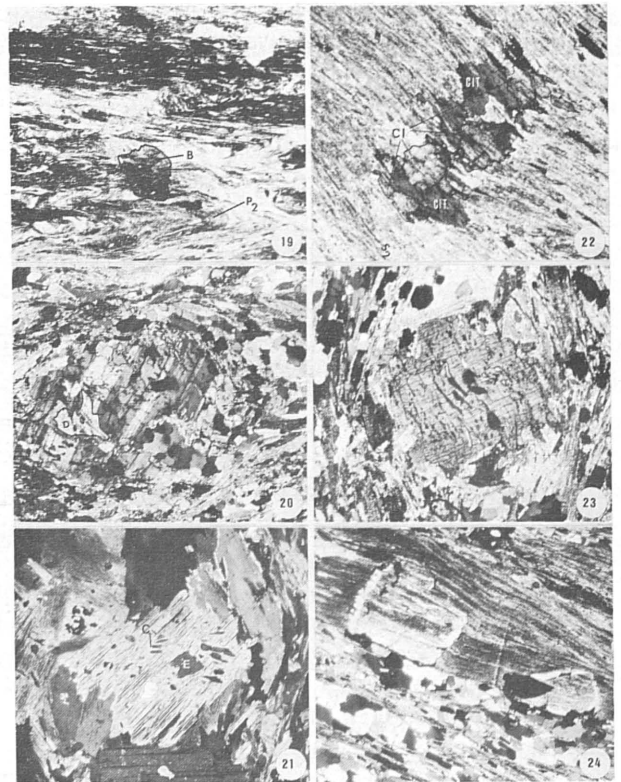
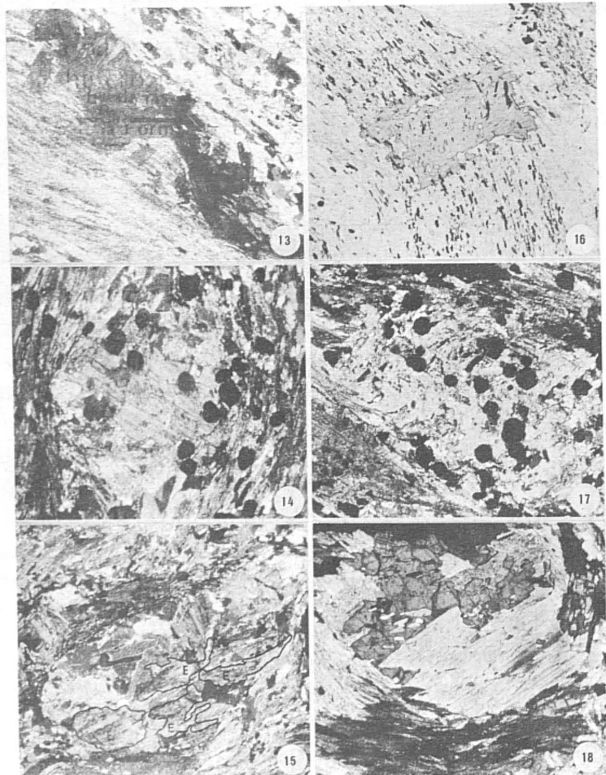
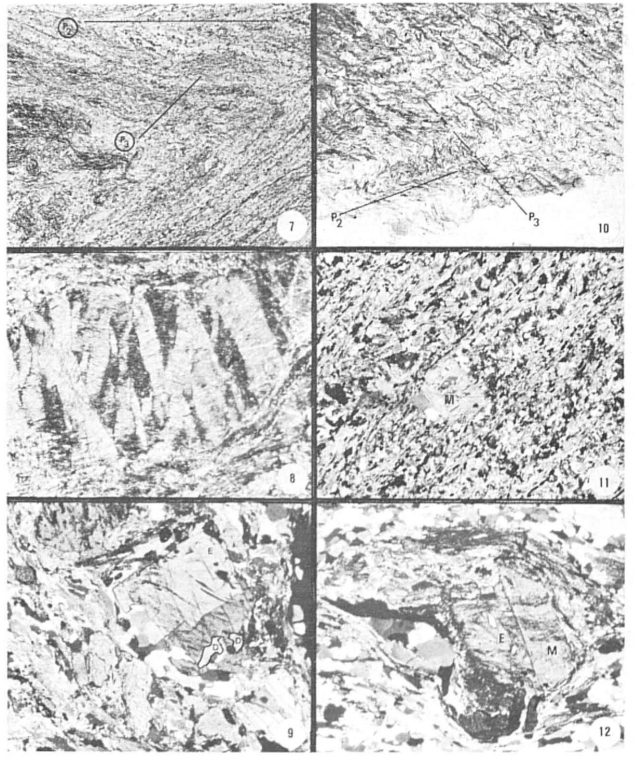
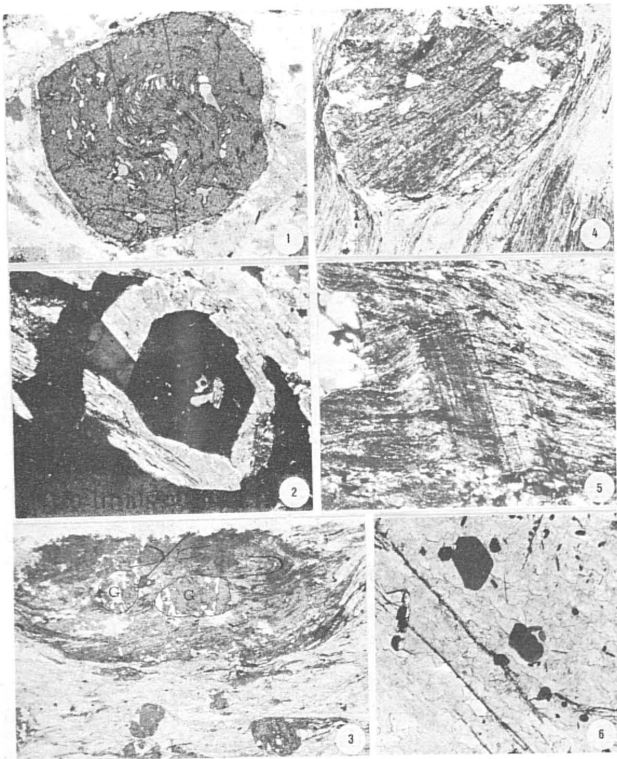
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	55.92	53.32	61.32	58.90	50.70	54.90
TiO ₂	0.09	0.03	—	0.70	0.70	0.70
Al ₂ O ₃	27.57	30.84	23.47	16.70	15.10	16.60
Fe ₂ O ₃	0.33	0.48	3.73	2.80	4.40	7.70
FeO	—	—	—	3.70	2.10	—
MgO	0.75	0.25	0.95	2.60	3.30	3.40
CaO	0.87	0.91	0.70	2.20	7.20	0.70
Na ₂ O	0.73	0.85	—	1.60	0.80	1.30
K ₂ O	3.94	0.40	—	3.60	3.50	2.70
P ₂ O ₅	—	—	—	0.16	0.10	0.72
H ₂ O	10.26	12.90	9.07	5.00	5.00	9.20

1. Media de tres análisis de arcillas asociadas a areniscas de facies Utrilla, en la Cordillera Ibérica.
2. Media de dos análisis de la misma facies. Ambos análisis están tomados de GALAN et al. (1977).
3. Media de cuatro análisis químicos de arcillas asociadas a sedimentos fluviales en la Cordillera Cantábrica (Formación Voznuevo). Datos tomados de MENDEZ-CECILIA (1975).
4. Media de 277 análisis de arcillas de geosinclinales. Datos tomados de WEDEPOHL (1969).
5. Media de 6.800 análisis de arcillas de plataforma. WEDEPOHL (op. cit.).
6. Media de 430 análisis de arcillas pelágicas. WEDEPOHL (op. cit.).

nidad de los mismos, no es de extrañar en el ámbito del Complejo Nevado-Filábride. En series metamórficas como las de dicho complejo —en el cual han existido varias fases de deformación alpinas y dos de ellas con desarrollo de estructuras planares penetrativas— la discontinuidad de afloramientos es perfectamente explicable en términos de transposiciones tectónicas. Pero es, por lo menos, sorprendente que en todo el complejo no se conozca más que los dos afloramientos mencionados. Es probable que la transposición tectónica haya desmembrado afloramientos ya originalmente discontinuos.

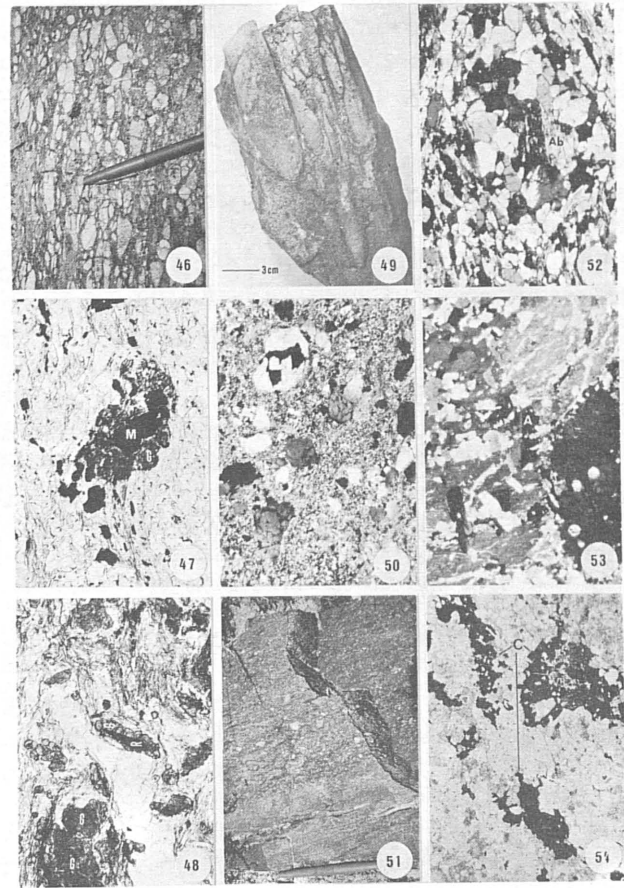
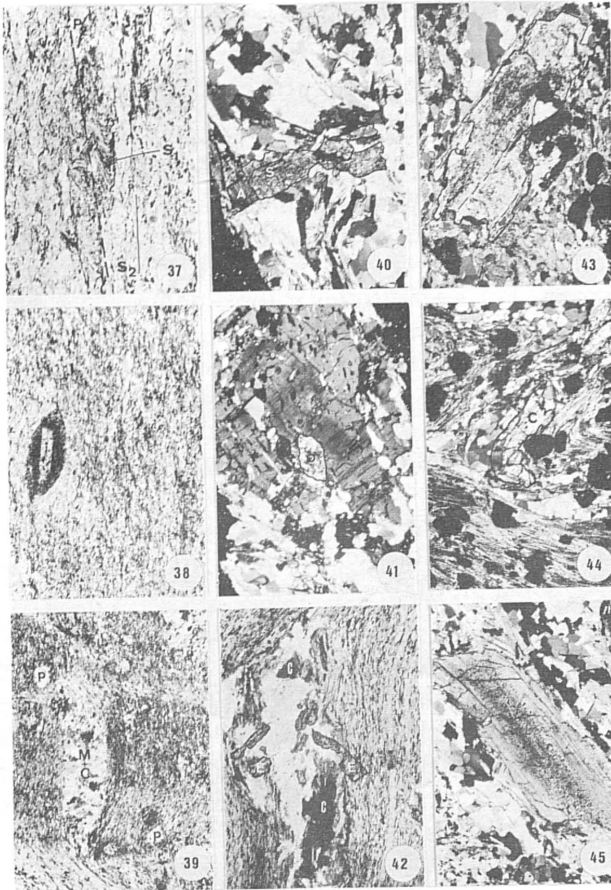
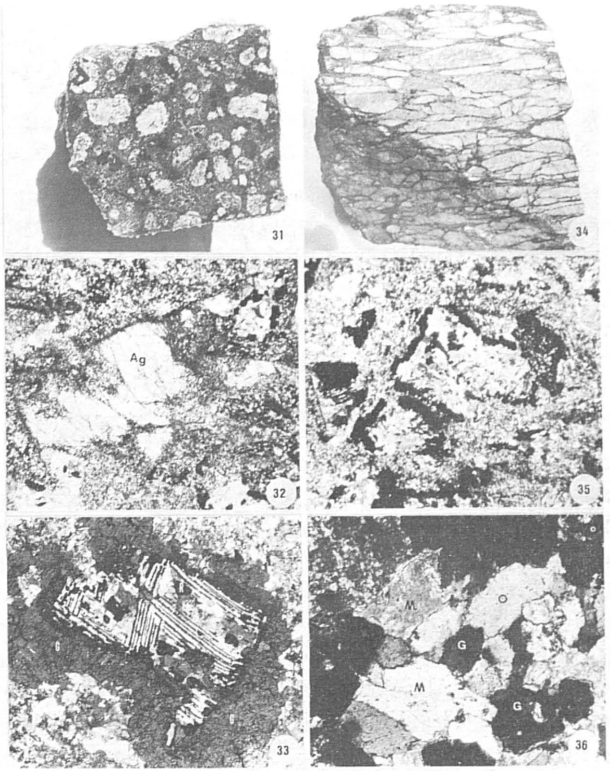
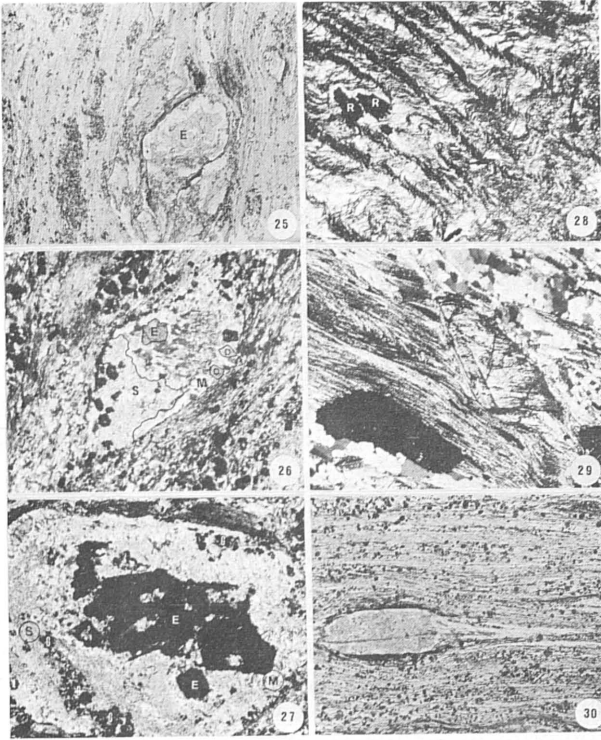
En resumen, la heterometría de los cantos, los cambios de composición a tramos arenosos y arcillosos (vertical y lateralmente), la riqueza en alúmina de estos últimos y la escasez y localización "puntual" de los afloramientos conocidos en el Complejo Nevado-Filábride, sugieren que se trata, en conjunto, de depósitos continentales.

Este tramo, como ha sido mencionado en el capítulo II, ha servido como argumento estratigráfico en favor de la hipótesis de que el zócalo y la cobertera de la Unidad Tectónica de Charches constituyen una Unidad Litoestratigráfica, posterior y localmente modificada durante la fase de corrimientos post-metamórfica alpina.



1. Granate recrescido con núcleo rotacional. F. de la Rambla del Agua (30x). 2. Granate en "atolón". Obsérvese la continuidad de la mica incolora dentro y fuera del granate. Esto sugiere la cristalización de este último con posterioridad a la mica incolora. F. de las Piletas (140x). 3. Pecioblasto de cloritoid post-D₂ con inclusiones microplegadas (P₂) de grafito (S₁=S₂=S₂). Engloba, además, dos cristales de granate (G) en torno a los cuales el grafito dibuja halos de "flattening". Esta fase debe ser relacionada con el inicio de la fase de deformación D₂. F. de la Rambla del Agua (16x). 4. Granate post-D₂ con inclusiones microplegadas (P₂) de grafito. Los pliegues son de estilo idéntico a los de la matriz, la orientación es diferente debido a la rotación postcristalina de los granates (en relación con D₃). F. de las Piletas (35x). 5. Pecioblasto de cloritoid helicítico (S₁-S₂) de la esquistosidad principal (S₂). F. de las Piletas (42x). 6. Inclusiones idiomorfas de deesita (en negro) en un cristal de cloritoid (otrolita). F. de la Rambla del Agua (173x). 7. Interferencia de pliegues de la segunda (P₂) y tercera (P₃) fases de deformación. F. de la Rambla del Agua (140x). 8. Pliegue de tipo "kink" asimilables a la D₃ en una banda micácea de una metapelita de la F. de las Piletas (15x). 9. Pecioblasto rotacional de estaurolita con inclusiones de distena. F. de la Rambla del Agua (44x). 10. Interferencia de pliegues de la segunda (P₂) y tercera (P₃) fases de deformación. F. de las Piletas (4x). 11. Cristal de mica incolora post-D₂. Obsérvense los pliegues P₂ en la matriz. F. de las Piletas (37x). 12. Interfase limpia y recta entre estaurolita (E) y un cristal único de mica incolora (M). Ambos engloban pliegues relacionados con la fase de deformación D₂. F. de la Rambla del Agua (35x). 13. Agregado de clorita con textura decusada y

cristales aislados del mismo mineral helicíticos de la esquistosidad principal (S₂). F. de la Rambla del Agua (43x). 14. Pecioblastos rotacionales de distena con inclusiones de grafito, cuarzo y granate. Es de notar el tamaño semejante de los cristales de granate dentro de la distena y en la matriz. F. de la Rambla del Agua (43x). 15. "Pseudomorfo" de mica incolora con textura decusada sustituyendo parcialmente a un cristal desmembrado de estaurolita (E). F. de la Rambla del Agua (43x). 16. Cristal de clorita helicítico de pliegues abiertos relacionados con la fase de deformación D₃. F. de las Piletas (44x). 17. Pecioblasto rotacional de distena con inclusiones de grafito y granate (ver nº 14). F. del Raposo (50x). 18. Relicuo de estaurolita parcialmente corroído por un agregado con textura decusada de mica incolora. Obsérvese el control cristalográfico de la transformación por parte de la mica incolora. F. de la Rambla del Agua (40x). 19. Pecioblasto de biotita (xstipiomelan?), helicítico de S₂ cortando las charnelas de pliegues similares (P₂). F. del Raposo (13x). 20. Pecioblasto de cloritoid con inclusiones xenomorfas de distena F. de la Rambla del Agua (45x). 21. Relictos horizontales de estaurolita (E) y cloritoid (otrolita C) en un cristal único, de gran tamaño, de mica incolora. Obsérvese la intensa recristalización de mica en torno al motivo central de la fotografía. F. de las Piletas (34x). 22. Transformación parcial de cloritoid (clt) a clorita (cl), todo ello helicítico de la esquistosidad principal. F. de las Piletas (36x). 23. Pecioblasto rotacional de distena. F. de las Piletas (50x). 24. Cristales helicíticos de albita (S₁=S₂=S₂) sin rotación postcristalina. Recrecimiento, también de albita, sin inclusiones grafitosas. F. del Raposo (18x).



25. Aspecto general de una roca de la F. del Raposo que presenta restos de plectoblastos de estaurolita [E] prealpina y nódulos de granate (5x).
 26. La S1 alpina, marcada por cristales de distena alargados y orientados paralelamente [líneas discontinuas], en el centro de un "pseudomorfo" de estaurolita prealpina [E]. La línea curva separa la zona ocupada por sericitita (S) de la de la mica incolora (M), en cristales de mayor tamaño, y de los cristales idiomorfos de distena (D). Estos últimos son también mayores que los del centro del pseudomorfo y carecen de orientación preferencial. En el texto se interpreta a la sericitita como producto de metamorfismo retrogrado (también prealpino) de la estaurolita. Los efectos del metamorfismo alpino son observables por la formación de dos generaciones de distena (prealpina y post-D₂), así como de los cristales de mica incolora anhídrida. F. del Raposo (14x). 27. Relicto de un plectoblasto prealpino de distena (pre-D₁ y post-D₂), así como de los cristales de mica incolora anhídrida [M] así como neoblastosis de pequeños granates (G). F. del Raposo (14x). 28. Pliegues P₂ posteriores a los cristales de rutilo (R) y neoblastosis de mica incolora alrededor de los mismos. F. del Raposo (37x). 29. Cloritoide helictico de S₂ (S₁+S₂) mostrando una ligera rotación postcristalina. F. del Raposo (14x). 30. Pseudomorfo de un antiguo cristal prealpino de estaurolita, compuesto por distena y cloritoide rotación postcristalina. F. del Raposo (14x). 31. Estructura porfídica en un metabasalto de la F. de la Rambla del Agua. Los fenocristales de plagioclasa han sido sustituidos por un agregado de sericitita y epidota, en tanto que la matriz ha sido completamente recrystallizada (1x). 32. Relicto de augita titanífera, de origen ígneo, en una eclogita coronítica. Nótese la falta de corona de granate en el borde del cristal. F. de la Rambla del Agua (10x). 33. Agregado de rutilo y cuarzo, producto posiblemente de la transformación de una antigua limonmagnetita ígnea, con desarrollo de una corona de granate alrededor del agregado. Eclogita coronítica de la F. de la Rambla del Agua (50x). 34. Metaconglomerado de cemento de pelítico y cantos cuarzosos muy deformados. F. de la Rambla del Agua (1x). 35. Textura coronítica. Corona de pequeños granates alrededor de un agregado, con textura decusada, de onfaquita, anfíbol y mica incolora. F. de la Rambla del Agua (20x). 36. Mica incolora (M)-onfaquita

(O) granate (G) en una coronita. F. de la Rambla del Agua (60x). 37. S₁ transpuesta por S₂ (S principal a escala regional) en las filitas de la F. del Cerro de los Lobos (50x). 38. Cristal de distena en la roca anterior afectado por "flattening" relacionado con D₂ (40x). 39. Pseudomorfo de mica incolora-clorita (MC) formado a partir de cloritoide (onfaquita C). Pequeños cristales de albita (p) helicticos de los pliegues P₂ (post-D₂). En la misma lamina, cristales de plagioclasa, como los de la fotografía, están formados por un núcleo de albita y borde de oligoclasa sódica. F. de las Piletas (15x). 40. Simplicítia (S), de transformación de un cristal de onfaquita, rodeada de anfíbol (A) de la misma composición que el de la simplicítia. Metapelite de la F. de la Rambla del Agua (42x). 41. Onfaquita simplicítia (O) englobada por un cristal de cloritoide (estreñita) en una metapelite de la F. de la Rambla del Agua (42x). 42. Cristales de estaurolita post-D₂ (E). Obsérvese el carácter helictico con respecto a un antiguo cristal de cloritoide (C). Téngase en cuenta que esta transformación (el pseudomorfo) ha sido datada como post-D₂. F. de las Piletas (35x). 43. Plectoblasto de estaurolita post-D₂, englobando a la S₂ y pliegues P₂. F. de la Rambla del Agua (35x). 44. Cristal de cloritoide (C) afectado por un pliegue P₃. F. del Raposo (35x). 45. Inclusiones de dextrita concentradas en el centro de un plectoblasto de cloritoide. F. de la Rambla del Agua (10x). 46. Metaconglomerado con abundante cemento pelítico y cantos cuarzosos deformados. F. de la Rambla del Agua. Rambla del Agua (40x). 48. Corona de granate alrededor de rutilo prealpino. F. del Raposo (50x). 49. Metaconglomerado de cemento pelítico. F. de la Rambla del Agua (10x). 51. Alternancia de metapsamita y metaconglomerado. F. de la Rambla del Agua (52). Relicto de Ab₂, casi totalmente sustituido por Ab₃ y cuarzo, en un gneis de la F. de la Rambla del Agua (15x). 53. Sustitución de Ab₃ por feldespato potásico peritizado. Recrystallización de cuarzo y albita a lo largo de las fracturas de un gneis. F. de la Rambla del Agua (35x). 54. Cristales de catoforita (c) esqueléticos en un gneis de la F. de las Piletas (30x).

CONSIDERACIONES SOBRE ALGUNOS ASPECTOS PETROLOGICOS

En este capítulo la autora pretende, una vez descritos e interpretados los principales caracteres petrográficos y petrológicos de las rocas del área estudiada, dedicar algunas páginas a algunos de los problemas petrológicos que, en sí mismos, tienen el suficiente interés como para ser tratados aparte. Este interés estriba, por una parte, en la información que aportan sobre la movilidad de determinados componentes durante el metamorfismo; por otra, la interpretación de las condiciones de estabilidad termodinámica de las paragénesis metamórficas descritas, que será tratada en capítulos sucesivos, impone la necesidad de verificar en las rocas estudiadas un aspecto fundamental: si las asociaciones descritas han alcanzado o no el equilibrio químico en algún momento de la historia metamórfica.

ESTABLECIMIENTO DEL EQUILIBRIO

Admitiendo que, en general, es difícil obtener la certeza de que se ha alcanzado el equilibrio perfecto, los criterios que habitualmente se aplican para reconocer situaciones de equilibrio están basados, en parte en observaciones texturales, y en parte, sobre datos geoquímicos. Por lo que se refiere a los criterios texturales que se han usado en este trabajo son los considerados generalmente válidos (p.e. VERNON, 1976). Así, se estima que dos o más minerales constituyen una paragénesis cuando:

- a) se encuentran a menudo en contacto recíproco. La superficie de contacto (interfase) es recta y limpia.
- b) los diferentes granos tienen forma estable. Es decir, con el menor desarrollo posible de las superficies interfaciales por unidad de volumen.

Por lo que se refiere a los criterios químicos, se han considerado válidas las siguientes situaciones, como prueba de equilibrio químico:

- a) el borde de los cristales de la misma fase mineral tiene la misma composición.
- b) la distribución de los elementos químicos entre las diferentes fases es igual en partes diferentes de la misma roca y, por tanto, la estimación de la temperatura y de la presión dan valores iguales en las diversas porciones de la roca.

Por lo que se refiere a las rocas estudiadas aquí, las observaciones texturales a primera vista muestran que se ha conseguido un cierto equilibrio en lo que se refiere a la coexistencia de los minerales formados durante y posteriormente a la fase D₂. Entre otras, se subraya la coexistencia estable de la asociación cloritoide-estauroilita, asociación cuya formación requiere condiciones P-T muy particulares, correspondientes a situaciones de monovarianza (suponiendo fijas otras variables —como fO₂— que pueden afectar al sistema). Esto significa un valor de T bien determinado ya que la P es fijada por las condiciones geodinámicas en que se ha producido el metamorfismo.

Sin embargo, si se tiene en cuenta la no rara presencia de relictos pre-D₂ y teniendo en consideración las transformaciones mineralógicas, anteriormente descritas, que se producen durante el clímax térmico del metamorfismo alpino, se debe admitir que en estas rocas existen numerosas situaciones de desequilibrio textural y que, en última instancia, los equilibrios existentes son puramente locales (el término “equilibrio local” es usado aquí en la acepción de THOMPSON, 1959).

Análogas conclusiones sobre el problema se han obtenido de los datos geoquímicos; algunas de ellas se exponen a continuación:

a) Significativas variaciones de los coeficientes de distribución en pares de minerales son también indicativas de la existencia de situaciones de “desequilibrio”, o más específicamente, de equilibrios locales. Por ejemplo, los valores de los coeficientes de distribución entre Fe/Mg en granates y biotitas muestran diferencias que no deben ser interpretadas en términos de variaciones en las condiciones de P-T globales del sistema metamórfico a escala regional, sino que pueden ser interpretadas como situaciones de equilibrio locales. Sobre todo si se tienen en cuenta las otras posibles variables de las cuales es dependiente el equilibrio (contenido en TiO₂ en la biotita).

b) Otro ejemplo al respecto, suministrado por las rocas estudiadas, pone de manifiesto que, no sólo la mayor o menor concentración y/o movilidad de un(os) elemento(s) durante el metamorfismo es la causa de este “aparente desequilibrio”, sino que también variaciones en la presión parcial de la fase fluida (H₂O, CO₂ etc.) pueden causar diferencias significativas e importantes, desde el punto de vista de la composición mineralógica, a escala local. Como ilustración de lo anteriormente expuesto se remite al lector a la discusión hecha en otras partes del texto sobre la coexistencia de metabasaltos, eclogitas y anfibolitas, o bien, las locales diferencias de mineralogía entre lechos grafitosos y otros con hematites-magnetita coexistentes (ver más adelante).

EQUILIBRIOS LOCALES. MICROSISTEMAS

En relación con lo expuesto en el apartado anterior, aquí se intenta analizar los factores que han podido influir en la existencia de los equilibrios locales mencionados. En el área estudiada, existen rocas en las cuales se encuentran fases o asociaciones mineralógicas que, en teoría, son incompatibles entre sí desde el punto de vista químico. Los casos más significativos al respecto, que se indican a continuación a título de ejemplo (algunos de ellos han sido ya descritos en el apartado de petrografía) son los siguientes:

1. Existencia de hornblenda en metapelitas que contienen asimismo distena.
2. Formación de minerales de mayor temperatura en tramos grafitosos alternantes con otros donde la asociación de opacos estable es hematites-magnetita.
3. Existencia de relictos de glaucofana en metapelitas, como inclusiones en los granates junto con cloritoide y distena.

¿Estos ejemplos significan que las rocas que los contienen no han alcanzado el equilibrio químico? En algunos casos parece ser así ciertamente: se trata de relictos de minerales o asociaciones de minerales formadas en fases de metamorfismo, anterior a la que aquí se discute, de condiciones P-T diferentes y, por tanto, no estables en las nuevas.

En otros casos, en cambio, existe una explicación diferente, la cual es sugerida cuando se comparan las asociaciones deducidas de la composición química de las rocas, que pueden ser previstas como función de la P y T, con las asociaciones minerales reales, que se encuentran en ellas (BROWN y SKINNER, 1975). La coincidencia entre ambas es sólo casual.

Este hecho tiene una explicación simple. La coincidencia entre las asociaciones reales y las teóricas se puede encontrar solamente en rocas rigurosamente homogéneas, en las cuales todos los volúmenes de roca del orden de magnitud del radio de difusión de la especie química menos móvil, tienen idéntica composición. En rocas no homogéneas, a pequeña escala, se pueden individualizar microsistemas independientes compositivamente diferentes entre sí. Estos microsistemas pueden caer en distintos subvolúmenes diferentes de los tetraedros a los que pertenecen los triángulos en los cuales se pueden representar las asociaciones mineralógicas (THOMPSON, 1957; 1976) y, por tanto, durante el metamorfismo serán sede de equilibrios locales. En tales casos, la composición de la roca, así como el número total de fases existentes en la misma, no tienen un gran significado. Además, parece claro

que la composición global de la roca no controla directamente los equilibrios entre las fases mineralógicas de un determinado sistema.

Es, por tanto, evidente que sólo en rocas rigurosamente homogéneas, la composición química obtenida analizando polvos de fragmentos de rocas (usando los normales métodos de trituración) es la misma que la de cada microsistema químico, tal como han sido anteriormente definidos. Por tanto, solamente en estas condiciones, las fases coexistentes en la roca serán aquellas teóricamente previsibles.

Por todo lo expuesto anteriormente, se debe concluir que, en las rocas estudiadas, las situaciones de aparente desequilibrio encontradas no deben ser interpretadas, al menos de una manera general y en los casos mencionados, como resultado de una falta de equilibrio de la roca durante la segunda fase de metamorfismo alpino. Las situaciones texturales encontradas por la autora confirman que se trata efectivamente de microsistemas independientes que se pueden definir localmente como equilibrados, aunque en la misma roca, incluso en la misma lámina delgada, se encuentran próximos a ellos fases y otros microsistemas que se puedan considerar incompatibles y que simulan ser coexistentes.

Un caso particular de microsistema en las rocas estudiadas —que pone en evidencia la influencia de otros factores, además de la P-T, en la estabilidad de las asociaciones minerales, así como es muy ilustrativo sobre la existencia y significado de situaciones de aparente incompatibilidad— está representado por locales alternancias a escala microscópica (y macroscópica) de niveles ricos en material carbonoso (1) y otros sin él. Cada uno de estos niveles representa un equilibrio independiente del otro y ambos se pueden considerar mutuamente incompatibles debido a la diferente actividad química del O₂ en cada uno de ellos. Argumentos de este tipo han sido utilizados por CHINNER (1960) y ZEN (1960, 1961) para explicar la diferente composición mineralógica en las capas alternantes grafitosas y no grafitosas.

En las rocas estudiadas existen situaciones semejantes a las descritas por estos autores que pueden ser en efecto, interpretadas del mismo modo. Estas situaciones están representadas por la presencia de estauroлита en los niveles ricos en grafito con magnetita coexistente, mientras que en los niveles no

(1) De acuerdo con los datos de GREW (1974), la materia orgánica no grafitiza en las metapelitas hasta la parte alta de la facies de los esquistos verdes (alrededor de 400° C). La mayor parte de las rocas que se consideran aquí han sobrepasado este límite, por lo que la materia carbonosa amorfa se considera como grafito. Sin embargo, en algunos ejemplos que se indican a continuación, la asociación mineralógica no indica que se haya alcanzado esta temperatura. Se sigue utilizando "grafito" convencionalmente, ya que los modelos experimentales en el sistema C-H-M, que se utilizan en este texto, están basados en este mineral.

grafitosos alternantes, con magnetita y hematites, la asociación estable es cloritoide y distena. Este hecho se repite también, localmente, a escala del afloramiento. Asimismo, puede usarse como ejemplo, a menor temperatura, la concentración preferencial, a escala de una lámina delgada, de cloritoide en las bandas grafitosas. Estos comportamientos son debidos a los diferentes valores de la fO_2 en cada microsistema. En los sistemas con grafito la fugacidad del oxígeno está taponada por los valores del equilibrio $C + O_2 = CO_2$ próximos al tampón QFM. Esto significa que en los niveles grafitosos pueden aparecer minerales de más alta temperatura en comparación con los niveles no grafitosos, debido al hecho de que las reacciones de deshidratación son favorecidas (y por tanto se producen a más bajas temperaturas) por la presencia de cantidades crecientes de CO_2 (GANGULY y NEWTON, 1968; GANGULY, 1977).

En los niveles silicatados sin grafito, en cambio, las reacciones metamórficas se desarrollan según los esquemas normales previstos por las condiciones $Pf = P_{H_2O}$. Por otra parte, en las rocas no grafitosas, pero que contienen hematites-magnetita, la fugacidad del oxígeno es nuevamente taponada pero a valores muy altos y crecientes con la temperatura. A esos valores de fugacidad de oxígeno algunas asociaciones mineralógicas no son ya estables, y obtendremos así la imposibilidad de formación (o de supervivencia) de asociaciones tales como distena-cloritoide y de estauroilita-cuarzo, por lo demás comunes a valores de fugacidad de oxígeno más bajos y, sobre todo, en coexistencia con grafito.

La distribución heterogénea de la fugacidad de oxígeno es, a menudo, un hecho originario en la roca antes de ser afectada por el metamorfismo. De hecho, procesos relacionados con la sedimentación y la diagénesis pueden determinar situaciones de diferente oxidación en distintos volúmenes de roca. Una sucesiva homogeneización metamórfica puede llegar a ser muy difícil (MUELLER, 1967); al contrario, en el metamorfismo progresivo pequeños desequilibrios de la fugacidad de oxígeno, existentes al inicio del metamorfismo, se transforman en grandes desequilibrios cuanto mayor es la temperatura, como se puede deducir del trazado divergente de las curvas representativas respecto a los tampones C-O-H y hematites-magnetita.

DIFERENCIACION METAMORFICA: GENESIS DE LAS VENAS DISCORDANTES Y ROCAS MONOMINERALICAS DE GRANO GRUESO

En el área estudiada se encuentran bandas monomineralicas, o caracterizadas por la presencia de muy pocas fases mineralógicas, siempre de composición

relativamente poco corriente. En algunos casos, la génesis de tales rocas está claramente ligada a particulares composiciones químicas (p.e. los nódulos de zoisita). En otros casos, tal interpretación es muy improbable porque implicaría condiciones químicas muy raras o inexistentes en ningún ambiente genético.

Puesto que el tratamiento de tales problemas tiene siempre un cierto grado de subjetividad, en la discusión presente se tomarán en consideración solamente aquellas bandas de composición fuera de lo normal que cortan, bien las superficies de esquistosidad, bien el bandeado original (que como se ha dicho en el capítulo de tectónica, en estas rocas son generalmente coincidentes). La génesis de tales venas implica migración de materia, que debe haber tenido lugar sin duda en ambiente metamórfico, dado que se trata de composiciones ciertamente no magmáticas. Por tanto, éstas han debido ser originadas mediante aquellos mecanismos metamórficos, que se suelen englobar con el nombre de diferenciación metamórfica.

Descripción de las venas discordantes

Parte de la petrografía, así como su localización y estructura en el terreno, han sido ya hechas en capítulos anteriores. Allí se envía al lector si considera oportuno un cuadro más amplio del problema, ya que aquí sólo se indicarán aquellos datos que son básicos para la interpretación del origen de este tipo de rocas.

TIPO I: *Segregaciones ricas en Al_2O_3*

Estas segregaciones están constituidas esencialmente por cuarzo, distena y mica incolora. Pero existen además otros tipos con mineralogía más variada, que esquemáticamente se indican a continuación:

- a) distena + cuarzo + grafito
- b) distena + cuarzo + mica incolora + cloritoide
- c) distena + cuarzo + mica incolora + estauroilita + granate

Todas ellas encajan en el mismo tipo de metapelitas que, por otra parte, presentan una asociación mineralógica fundamentalmente idéntica a la suma de minerales que contienen las segregaciones. Como dato adicional, que tiene una relativa importancia como se verá más adelante, se recuerda que estas rocas se encuentran en la vecindad o alternantes con niveles carbonatados.

Los minerales que constituyen estas segregaciones son de tamaño bastante mayor que el normal (máximo 5 cm en los cristales de distena) y carecen de

orientación preferencial. Sin embargo, es muy común que se encuentren fracturados o doblados, lo que indica que se trata de segregaciones ciertamente anteriores a la última fase de deformación alpina.

TIPO II:

Segregaciones ricas en Fe y pobres en Al

Encajan en el contacto entre rocas carbonatadas y metabasitas o ultramafitas. Dejando aparte las rocas masivas de grano grueso que se han formado paralelamente a estos contactos, en este apartado la autora se refiere a rellenos de venas que cortan las superficies de esquistosidad de las metabasitas o de los niveles de las rocas anteriormente mencionadas, y pasan por fin, aunque en raras ocasiones, a los mármoles.

Estas concentraciones son más pobres en minerales que las anteriores, pero muy semejantes en cuanto a tamaño de los mismos y el resto de las características descritas. Estas venas están constituidas por:

- a) hornblenda - plagioclasa
- b) hornblenda - epidota
- c) epidota

En este caso son perfectamente reconocibles en el terreno las fracturas a favor de las cuales se han producido estos rellenos. Como en el caso anterior muestran evidencias de deformación post-cristalina.

Origen de las venas

Un origen metamórfico, para venas semejantes a las que se describen en este trabajo, es atribuido en numerosos trabajos (WENK, 1962; FONTEILLES, 1965; FISHER, 1970; VERNON y RAMSON, 1971). Las argumentaciones que utilizan estos autores son aplicables al caso que aquí se discute. Basta mencionar el argumento que, en opinión de la autora, es suficientemente significativo: estas segregaciones contienen, aunque en proporciones diversas, aproximadamente los mismos minerales que la roca que las contienen. Por ejemplo, las venas de distena aparecen siempre ligadas a rocas metamórficas que contienen este mineral en su asociación mineralógica. Lo mismo ocurre con las venas de anfíbol.

El origen de estas venas está relacionado con procesos de segregación lateral producidos por **diferenciación metamórfica**. Con este nombre, son generalmente englobados una serie de fenómenos, sustancialmente isoquímicos a escala regional y metasomáticos a escala local, de redistribución diferencial de las especies químicas (iones, átomos, moléculas) que componen el sistema metamórfico. Es-

tos fenómenos determinan variaciones locales de la composición química y mineralógica de la roca original (ESKOLA, 1932; RAMBERG, 1952; LAFFITE, 1957).

Analizando los mecanismos de diferenciación metamórfica, se intenta a continuación comprobar cuál, o cuáles, de ellos han podido ser la causa de las venas estudiadas aquí.

La movilización del material que da lugar a las segregaciones metamórficas se produce por la existencia en una roca de gradientes de diversa naturaleza. Estos gradientes suministran la energía de activación necesaria para movilizar los iones de su posición de equilibrio, de manera que no les sea posible volver a su posición primitiva formándose así una cierta cantidad de material en disposición para la migración (JENSEN, 1965).

Las causas que dan lugar a la formación de gradientes en rocas metamórficas han sido analizadas, entre otros autores, por ESKOLA (op. cit.), RAMBERG (op. cit.) y GRESENS (1966). De entre ellas, la distribución heterogénea de la presión en la masa rocosa que contiene estos diferenciados, es la causa más probable de la formación de las venas en el área estudiada. Estas diferencias de presión están en relación con la existencia de zonas de debilidad mecánica: fracturas abiertas o potenciales. Estas fracturas dan lugar a zonas de mínima presión con respecto a la presión total del resto de la roca. El gradiente de presión así establecido provoca la migración de las especies químicas notoriamente más móviles, que se concentran en las zonas de mínima presión, esto es, allí donde el gradiente de presión es prácticamente nulo como para impedirles migrar ulteriormente.

La zona de extracción de material es la propia roca encajante, probablemente toda ella en conjunto ya que no se observan en la inmediata vecindad de estas venas sensibles variaciones de la composición químico-mineralógica. El hecho, además de que la composición mineralógica de las venas no sea muy diferente a la de las rocas encajantes, sugiere que el gradiente de presión no hay sido muy elevado. Por otra parte, puesto que la reacción de una roca frente a la deformación depende, no sólo de sus propiedades físicas sino también de la P y T, la magnitud de los gradientes de presión creados por la ruptura de la roca (que son conocidos al menos de una manera relativa por la composición de las segregaciones) permitirá conocer aproximadamente las condiciones P-T en las que se han formado estas venas. Así, el bajo gradiente de presión creado en estas rocas, puede ser correlacionable, como sugieren RIVALENTI y SIGHINOLFI (1971), con unos relativamente altos valores de la P y T. Este hecho, la evidente deformación de los cristales en las venas producida durante la fase de deformación D₃ y las demás consideraciones que se hacen al final del

aparado, indican que la formación de estas segregaciones ha debido producirse durante el clímax térmico del metamorfismo alpino, que coincide con la fase de blastesis posterior a la fase de deformación D₂.

No se puede concluir sin intentar verificar cuál de los medios de transporte que generalmente se invocan en relación con la diferenciación metamórfica, ha podido tener una influencia mayor, o incluso única, en la formación de las venas aquí descritas. Los mecanismos que generalmente son aceptados como válidos (ESKOLA, op. cit., RAMBERG, op. cit.) son:

- a) transporte en masa
- b) transporte por medio de un fluido que percola la roca
- c) migración iónica por medio de una fase fluida intergranular

El primero de ellos ha sido descartado porque el resultado final, en bandas alternantes paralelas a las superficies de esquistosidad, no es nuestro caso. El segundo tampoco parece el más adecuado si se tiene en cuenta que el efecto final se traduce en transformaciones mineralógicas que afectan a una gran parte de la roca. Por otra parte, si este fluido se canaliza siguiendo fracturas preexistentes, este mecanismo de transporte generalmente produce concentraciones de diferente composición mineralógica de la roca encajante. En el caso que se discute, la composición mineralógica de las venas, aunque a veces en diferentes proporciones, es idéntica a la de la roca encajante. Así pues, la difusión iónica en una fase fluida intergranular, bajo los efectos de un gradiente de potencial condicionado por la existencia de un gradiente de presión, es aceptada por la autora como el medio por el cual se han producido los diferenciados metamórficos que se discuten.

Génesis de las rocas monominerálicas de grano grueso

Otros ejemplos de diferenciados metamórficos pueden ser aquellos niveles de rocas, comúnmente atribuidos a efectos metasomáticos, que se encuentran concordantemente en los contactos entre rocas ultrabásicas y/o básicas y rocas carbonatadas.

Son rocas de grano grueso, prácticamente monominerálicas. Anfíbol, piroxeno o epidota llegan a constituir el 80-90 por ciento de la roca. De ellas, la variedad más común son las anfibolititas, seguidas de epidotitas y por último piroxenitas. Estas últimas se han encontrado en un solo afloramiento, pero son probablemente las únicas que puede merecer la pena que sean descritas. Están constituidas por onfacita que forma cristales de hasta 5 cm y constituye agregados primáticos divergentes, en los intersticios de los cuales se encuentran, en proporciones accesorias (no más del 10 por ciento), albita,

calcita y cuarzo. Eventualmente, zoisita y titanita, en cristales idiomorfos pequeños se encuentran dispersos en la roca. El piroxeno, determinado por difracción de rayos-X, ha dado un porcentaje de jadeita del 28 por ciento. Este porcentaje es bastante pobre en comparación con rocas muy semejantes descritas en los Alpes (MOTTANA, 1971). Este bajo contenido en jadeita puede ser explicado por la exclusión de albita, en manchas irregulares que recuerdan una simplectita, en los cristales de piroxeno, o bien por la formación de anfíbol en el borde de los cristales.

En estos casos, la diferenciación metamórfica se ha podido producir por la interacción de dos masas rocosas de muy diferente composición global, que se encuentran en contacto durante la recristalización metamórfica. En casos parecidos descritos en la literatura (entre otros, VIDALE, 1969; ORVILLE, 1969; TORRES-ROLDAN, 1978), a lo largo del límite entre ambas masas rocosas es frecuente que se produzca reacción, con la aparición de nuevas fases mineralógicas, como efecto de la migración de materia en sentidos opuestos. Este podría ser el origen de las rocas descritas, las cuales, sin embargo, pueden ser también explicadas, desde el punto de vista mineralógico y textural, como producidas por metasomatismo, ya que ambos procesos pueden producir efectos análogos. Por tanto, además de la simple afirmación de que el problema genético de este tipo de rocas en el área estudiada está completamente abierto, la autora no considera oportuno profundizar aquí en este problema, dado que esto requeriría un gran número de datos analíticos específicos, lo que está fuera de los objetivos inmediatos de este trabajo.

ACTIVIDAD DE INTERCAMBIO IÓNICO ENTRE MINERALES Y FASE FLUIDA

Neoblastesis de plagioclasa y moscovita

En terrenos metamórficos es un hecho conocido que procesos de intercambio iónico entre cristales individuales y el fluido intergranular se producen sistemáticamente, y que drásticas variaciones en la composición de la fase fluida pueden determinar la inestabilidad química —es decir, la disolución— de fases mineralógicas dentro de sus campos de estabilidad P-T.

Ya que en las rocas de la Sierra de Charches existen espectaculares transformaciones mineralógicas cuya más lógica explicación se encuentra ligada a procesos de este tipo, se considera oportuno dedicar algunas páginas a este argumento, para aprovechar la ocasión de discutir estos problemas desde un punto de vista general.

Que la fase fluida intersticial pueda cambiar de composición durante el metamorfismo es más que

evidente. Basta pensar en el hecho de que cada reacción metamórfica pueda dejar residuos químicos no utilizados en las fases cristalinas neoformadas. Pero desde un punto de vista más general, se debe considerar que:

- la fase fluida que se encuentra en contacto con varias fases cristalinas, debe estar en equilibrio químico con ellas; este hecho implica que debe contener al menos cantidades relativamente elevadas de los iones más solubles, principalmente Na y K.
- diversos mecanismos (p.e. cada variación importante de la presión de la fase fluida) pueden determinar variaciones de las concentraciones de los diferentes iones en la fase fluida, por efecto de los bien conocidos mecanismos de difusión.

Existen, por tanto, varios momentos durante el metamorfismo en los cuales fases mineralógicas nuevas pueden formarse a expensas de antiguas —aunque estas sean estables desde el punto de vista P-T— por el simple mecanismo de intercambio iónico. Las consideraciones teóricas de GARRELS y CHRIST (1965), HELGESON (1967), KWAK (1971) y FISHER (1970, 1973), los datos experimentales que se citan más adelante y las numerosas observaciones en rocas naturales avalan esta conclusión.

Neoblastesis de plagioclasa

Como ha sido ya descrito en el capítulo anterior, en la Sierra de Baza existen determinados (y abundantes) niveles de micasquistos que presentan peciloblastos de plagioclasa. Este tipo de rocas se en-

cuentra representado sea en el zócalo, sea en la cobertera de la Unidad de Charches. Se recuerdan aquí algunas características texturales que sirven de base a la discusión que se hace a continuación.

La plagioclasa en estas rocas forma cristales redondeados o rectangulares de dimensiones que oscilan entre 1 y 0,3 mm. Estos peciloblastos muestran evidencias texturales de reemplazamiento de mica incolora que constituye la matriz esquistosa y microplegada de la roca. Las inclusiones de estos peciloblastos son fundamentalmente de epidota, rutilo y mica incolora en las rocas de la cobertera y de grafito, rutilo y mica incolora en el zócalo. Es decir, estas inclusiones están formadas, en todos los casos, por los mismos pequeños cristales diseminados en la matriz micácea. Estas representan el material químico que no ha podido ser asimilado por la plagioclasa.

La disposición geométrica de las inclusiones muestra el carácter helicítico de los peciloblastos de plagioclasa respecto de la esquistosidad principal de la roca (S_2) y, como es evidente, de los pliegues singenéticos a ella (P_2). Así, es posible encontrar cristales de plagioclasa con inclusiones rectas, paralelas a la esquistosidad externa o microplegadas con idéntico estilo a los pliegues mencionados. La continuidad entre S_i y S_e está eventualmente rota por la rotación post-cristalina durante fases de deformaciones posteriores: D3 y/o D4.

Estas relaciones geométricas entre los peciloblastos de plagioclasa y la matriz esquistosa en las rocas de la cobertera, indican que estos fenómenos de blastesis de plagioclasa se han debido producir, prevalentemente, en relación con la segunda fase de me-

TABLA 5.1

Resultados de los análisis químicos, totales y parciales (Na_2O y K_2O), de 12 muestras de micasquistos feldespáticos (1-7) y con poca o ninguna plagioclasa (8-12). (Explicaciones en el texto)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	64.01	54.98	58.01	50.10	59.15	55.70	53.20	68.15	54.85	55.60	57.95	56.01
Al ₂ O ₃	17.80	22.60	18.45	17.95	16.70	21.91	24.15	16.30	23.35	22.38	22.61	21.40
TiO ₂	0.75	0.85	0.90	0.60	0.70	1.12	0.71	0.69	0.59	0.61	0.33	0.69
Fe ₂ O ₃	1.89	6.98	1.87	3.61	2.35	1.92	9.46	0.71	3.43	4.90	1.64	3.46
FeO	4.60	0.25	5.22	7.20	5.60	6.31	0.21	4.30	5.57	3.20	4.59	4.71
MnO	0.03	0.05	0.04	0.12	0.15	0.22	0.40	0.10	0.15	0.09	0.21	0.12
MgO	2.00	1.57	2.22	3.80	2.32	2.49	0.45	1.79	2.60	2.99	2.26	2.67
CaO	0.60	1.30	0.50	0.59	1.63	0.83	0.57	0.95	0.70	1.46	1.02	0.65
Na ₂ O	0.64	0.99	1.49	2.01	1.01	2.00	0.97	1.10	2.18	1.05	1.28	0.90
K ₂ O	4.01	4.58	2.93	3.07	1.69	3.69	3.00	2.12	3.25	4.01	4.30	4.70
H ₂ O ⁺	3.30	4.00	2.85	3.40	1.35	3.41	6.20	3.60	4.02	3.92	3.97	4.50
H ₂ O ⁻	0.10	0.20	0.65	0.80	2.20	0.15	0.35	0.25	0.07	0.15	0.30	0.42
CO ₂	—	0.70	5.40	6.00	4.60	0.10	—	—	—	—	—	—
Total	99.73	99.05	100.53	99.25	99.45	99.85	99.67	100.06	100.76	100.36	100.46	100.23
	GRUPO I						GRUPO II					
Na ₂ O	0.70	1.10	1.55	1.17	0.87	1.60	1.76	0.70	1.01	2.01	1.10	2.10
K ₂ O	4.11	4.52	2.85	3.12	1.80	3.20	3.72	4.30	4.62	1.50	2.40	1.35

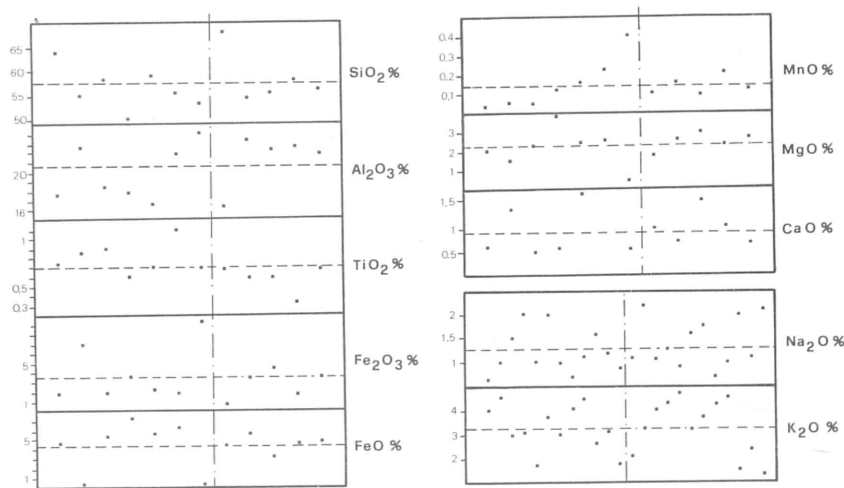


Figura 5.1
Variabilidad de los contenidos químicos de elementos mayoritarios en las rocas analizadas en la tabla 5.1. La línea discontinua vertical separa los dos grupos de rocas diferenciados en el texto.

tamorfismo alpino, y en una fase estática posterior a la de deformación D₂.

La neoblastesis de plagioclasa no encuentra justificación en un proceso metasomático, sino que debe ser considerada como una feldespatización isoquímica, como viene indicado por los análisis químicos de la tabla 5.1.

Estos análisis han sido hechos con la intención de comprobar si las rocas muy ricas en neoblastos de plagioclasa (Grupo I: 7 análisis) muestran significativas diferencias con respecto a las pobres en plagioclasa o que no contienen (Grupo II: 5 análisis). Con el mismo propósito se han hecho 12 análisis parciales de rocas elegidas con los mismos criterios mencionados (6 del Grupo I y 6 del Grupo II), analizando en este caso solamente los contenidos en Na y K. La comparación entre los análisis químicos totales y parciales de la tabla anterior muestra que la blastesis de plagioclasa no coincide en absoluta con ninguna particularidad química ni, en concreto, con una acumulación de Na.

Como consecuencia, enfocar el problema del crecimiento blástico de la con un acúmulo de Na de cualquier origen, en vez de con un mecanismo de cristalización isoquímica, sería claramente erróneo. La feldespatización metamórfica de este tipo es un fenómeno relativamente común. Sin embargo, parece estar restringido (o al menos se produce más comúnmente) a zonas metamórficas de presión alta a intermedia, como se puede deducir de las referencias bibliográficas conocidas por la autora: p.e. en los Alpes (SASSI, 1971), Sambagawa (BANNO, 1961; TORIUMI, 1975), Escocia (JONES, 1961), Sajonia (MATHE, 1976) y en áreas más cercanas, en el Complejo Alpujarride (TORRES-ROLDAN, 1974).

Las interpretaciones sobre el origen de esta feldespatización isoquímica en la literatura son diversas. En algunos casos se ha invocado un metasomatismo sódico que, como se ha expuesto en párrafos anteriores, no tiene justificación química en las rocas estudiadas en la Sierra de Charches. Otro mecanis-

mo alternativo propuesto por TORIUMI (op. cit.) en Sambagawa, consiste en un acrecimiento de muchos cristales de albita que crecen preferencialmente de núcleos formados durante el metamorfismo. Este mecanismo no es aceptable, desde el punto de vista de la autora, porque no justifica un punto fundamental del problema, esto es, la inestabilidad de la mica en su campo P-T de estabilidad.

En nuestro caso, el camino para resolver el problema es la composición de los fluidos intergranulares. En otras palabras, se trata de encontrar una causa geológica y/o petrológica que haya sido capaz de cambiar de una manera sensible la composición del fluido intergranular. SASSI (op. cit.) ha individualizado esta causa en la anulación de la presión tectónica (fases post-cinemáticas). Esto contribuye a aumentar la P_{H_2O} y X álcalis y debido a la diferente movilidad de K^+ con respecto al Na^+ , la concentración de iones Na será considerablemente mayor que la K^+ . Estos cambios en la fase fluida intergranular permite, según los modelos experimentales de HEMLEY y JONES (1964) y GARRELS y CHRIST (1965), comprobar que el incremento en la X álcalis en la fase fluida, a temperatura aproximadamente constante, puede provocar la evolución desde el campo de las micas incoloras al de los feldespatos (GARRELS y CHRIST, op. cit., fig. 10.12). Puesto que el incremento de la concentración de Na es mayor que la K^+ , es evidente que el desplazamiento se realiza hacia el campo de la plagioclasa sódica. Este hecho se produce, como puntualiza SASSI (op. cit.), independientemente de la composición de la mica incolora originaria.

Los diagramas experimentales de los autores anteriormente citados permiten deducir que los factores expuestos son suficientes para explicar los siguientes hechos:

- la inestabilidad de la mica incolora en su campo de estabilidad;
- la aparición de albita a expensas de la mica incolora sería un fenómeno común allí donde la presión tectónica ha sido sensible;

d) la posibilidad, aunque menos común, de la formación de feldespato potásico a expensas de la moscovita.

Este mecanismo, que ha sido teóricamente previsto por SASSI (op. cit.), ha sido válidamente aplicado por MATHE (1976) y también parece ser satisfactorio para explicar los hechos observados en las rocas estudiadas aquí.

Otra causa posible de variación de la composición de la fase fluida intergranular ha sido propuesta por WINTSCH (1975 a y b). Sin embargo este modelo, aunque como el anterior no requiere ningún cambio en la temperatura o presión del sistema, a diferencia de aquél, sí requiere deformación. Esta última produce el aumento de superficie (001) de la mica en contacto con la solución intergranular, con lo que se facilita considerablemente el intercambio iónico produciéndose KOH , lo que da lugar al aumento de la razón $\text{X}_{\text{K}^+} / \text{X}_{\text{H}^+}$. Si la deformación es muy rápida puede no producirse nueva mica, sino que en su lugar se formaría feldespato potásico (WINTSCH, 1975 a, p. 36). Este mecanismo ha sido utilizado por el autor mencionado para explicar la formación sincinemática de microclina que, por tanto, no es aplicable en el caso que aquí se discute. Este fenómeno, sin embargo, puede haber predisposto una situación de la fase fluida favorable al inicio del mecanismo invocado por SASSI (op. cit.).

En conclusión, todos los datos que han sido expuestos indican que la neoblastesis de albita en estas rocas es isoquímica (incluso para el K^+ como se discute en los párrafos siguientes) y ligada a un aumento de $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ y de la razón Na/K en el fluido intergranular. Una prueba de ello es la variabilidad de la razón Na/K en la moscovita de estas rocas. De hecho, cuando la concentración de Na^+ aumenta en la fase fluida, aumenta igualmente la sustitución de K^+ por Na^+ en la mica antes de la neoblastesis de plagioclasa, es decir, se produce la aparición de paragonita (o del componente paragonítico de la mica incolora) reemplazando moscovita.

Como argumento final se pueden añadir las siguientes consideraciones: si el mecanismo de feldespaticización es el que ha sido expuesto, la neoblastesis de plagioclasa implica una puesta en circulación de abundante cantidad de K^+ . Esto implica que la concentración de este elemento en la fase fluida debe aumentar drásticamente como efecto colateral de este fenómeno. En efecto, en las rocas estudiadas existen pruebas de un aumento de actividad K^+ en una fase post-tectónica algo tardía de cuyos efectos se trata a continuación.

Neoblastesis de moscovita

GOMEZ-PUGNAIRE (1979) ha descrito unos agre-

gados, de cristales relativamente grandes de mica incolora con textura decusada, que reemplazan peciloblastos de estauroлита, distena y cloritoide, a los cuales "pseudomorfizan" parcial o totalmente (foto 18). En general la forma de estos pseudomorfos tiende a ser lenticular por efecto de la fase de "flattening" relacionado con D3. Aunque no demasiado comúnmente, y casi siempre en relación con los cristales de estauroлита, los agregados de mica incolora recrystalizan, produciéndose un único cristal de mica incolora (foto 21) que engloba pocos relictos de los cristales de estauroлита. La composición de la mica incolora ha sido analizada por microsonda dando los resultados que se muestran en las tablas 7.3 y 7.4.

Otros efectos texturales que indican una fuerte recrystalización de la mica incolora, posterior a la fase D2, son los grandes cristales de este mineral que se han formado transversos a la esquistosidad principal, S2 (foto 11). Asimismo, esta misma fase de recrystalización ha dado lugar a la formación de nuevos y muy abundantes cristales de mica incolora que mimetizan la misma estructura penetrativa mencionada. La neoblastesis de mica, en ambas situaciones texturales, llega a ser tan fuerte como para borrar, en muchos casos, las texturas de deformación procedentes; este hecho dificulta enormemente el estudio de las relaciones cronológicas blastesis-deformación en estas rocas.

Por otra parte, moscovita y paragonita son coexistentes en estos pseudomorfos, lo que indica que estas transformaciones se han producido dentro del campo de estabilidad de la paragonita + cuarzo. GOMEZ-PUGNAIRE (op. cit.) ha interpretado los agregados descritos como producto de una alta concentración de álcalis en la fase fluida intergranular, dentro del campo P-T de estabilidad de la distena y estauroлита.

Todo lo anteriormente expuesto se puede utilizar como una prueba independiente más de que la concentración de K^+ ha aumentado en la fase fluida en estadios post-tectónicos. Admitir, por tanto, una relación homóloga y causal entre este aumento y la neoblastesis de albita es razonable, y compatible con las situaciones microtexturales encontradas en estas rocas.

Es también posible que a tales aumentos de disponibilidad de K^+ en la fase fluida intersticial sean referibles a la cristalización, también post-tectónica tardía, de al menos en parte, la biotita. Esta última, formada bien a expensas del anfíbol, bien en la matriz (en las capas más cuarzosas o mimetizando la esquistosidad) y, por último y más probablemente, de aquellos neoblastos de biotita que se encuentran intercrecidas con los agregados de mica incolora con textura decusada, cuando transforman a estauroлита y, sobre todo, cloritoide.

EL METAMORFISMO PREALPINO

A lo largo del texto se ha venido argumentando a favor de la existencia de rocas asimilables a un zócalo pre-Pérmico y una cobertera de edad permotriásica. Gran parte de los argumentos están basados en correlaciones litoestratigráficas, otras en argumentos estratigráficos, como es la existencia de un conglomerado basal entre ambas series y, por último, y es el motivo de este apartado, en argumentos de tipo petrológico.

La existencia de las dos secuencias mencionadas lleva implícita la posibilidad de que las rocas pertenecientes al zócalo hayan sufrido un metamorfismo anterior al alpino, el cual afecta a todas las rocas de la serie de cobertera del área estudiada. El problema clásico en la literatura, no sólo en este complejo sino también en el Complejo Alpujarride, se ha centrado en la posibilidad de reconocer y separar los efectos de ambos metamorfismos en las secuencias de zócalo. El hecho de que este problema haya sido por largo tiempo discutido es ya bastante ilustrativo sobre las dificultades de reconocimiento de los efectos metamórficos prealpinos en estas rocas.

ARGUMENTOS PETROLOGICOS QUE APOYAN LA EXISTENCIA DE UN PROCESO DE METAMORFISMO PREALPINO EN LAS SERIES DE ZOCALO

Formación del Raposo

≡ Raposo, Jilote

En esta Formación se ha encontrado una asociación de minerales que difícilmente puede ser insertada en el cuadro de evolución metamórfica alpina. Se trata de minerales que, en su mayor parte, destacan por el mayor tamaño medio de los cristales con respecto a la mayoría de los minerales alpinos. Asimismo, es característica la falta de orientación morfológica o cristalográfica de los mismos y la sistemática presencia de halos de "flattening" y/o sombras de presión relacionadas con ellos. Son, por otra parte, más idiomorfos, en general, que los minerales alpinos.

Se pueden distinguir, al menos, dos generaciones sucesivas representadas, la más joven, por cristales idiomorfos de cloritoide, estaurolitas y granate, de

dimensiones comprendidas entre 1,5 y 4 cm de longitud mayor, en el caso del cloritoide. La estaurolita presenta secciones exagonales, más o menos modificadas por la deformación postcrystalina que han sufrido, de 0,25 a 0,6 mm de lado, o bien de hasta 1 mm de longitud mayor en las secciones rectangulares, paralelas al eje c. El granate forma cristales idiomorfos de dimensiones que oscilan entre 0,5 y 3 mm de diámetro.

La generación de minerales más antigua está representada por las inclusiones que se encuentran dentro de los peciloblastos mencionados y que son las siguientes: cuarzo, mica incolora, grafito, mena opaca, rutilo y, eventualmente, circón. Estas inclusiones son mucho más abundantes en el cloritoide y la estaurolita que en el granate.

Es de destacar el pequeño tamaño de las inclusiones mencionadas—considerablemente menor que el que tienen los mismos minerales en la matriz, recristalizada durante el metamorfismo alpino— así como la disposición geométrica de las mismas, que reflejan antiguas superficies S. Eventualmente, presentan una geometría plegada, con pliegues de muy pequeño tamaño y a veces muy difíciles de reconocer. Ambas estructuras, esquistosidad y pliegues, no presentan una orientación definida con respecto a la esquistosidad principal de la roca que, en todos los afloramientos, es paralela a la S₂ alpina y S principal a escala regional. Pliegues del tipo mencionado no han sido reconocidos en ninguna fase de plegamiento alpino, lo cual, junto a las características petrológicas y químicas que se discuten más adelante, sugieren que ambas estructuras representen una esquistosidad microplegada, existente con anterioridad a la orogenia alpina.

Unidad de Cerro Bermúdez

≡ Amhacen Montezuma

En esta Unidad el problema es mucho más difícil de resolver con los métodos petrológicos usados en este trabajo. De hecho, PUGA (1971), DIAZ DE FEDERICO (1971) y GOMEZ PUGNAIRE (1976) han considerado que rocas correlacionables con éstas en Sierra Nevada forman parte de un zócalo en el cual los efectos metamórficos pueden ser atribuidos en su totalidad a la orogenia alpina.

No obstante, en esta unidad no se han encontrado minerales típicamente alpinos, como los que se han formado en las rocas de la cobertera, tales como distena y estaurolita en las metapelitas y glaucofana y onfacita en las metabasitas, sin que ello pueda ser atribuido a un control químico (PUGA, 1971). Parece claro que, aunque el metamorfismo se ha desarrollado en un número de fases y tipo de estructuras penetrativas comparable, ha sido aparentemente menos riguroso en las condiciones termo-

dinámicas en que tuvo lugar.

La asociación de minerales que se encuentra, por otra parte (que ha sido descrita en un capítulo anterior), no permite hacer estimaciones precisas sobre el carácter básico del metamorfismo en la Unidad de Cerro Bermúdez. No obstante, la aplicación del geobarómetro de las micas incoloras potásicas ha puesto de manifiesto un carácter de baja presión, al menos en la segunda fase de metamorfismo, lo que contrasta netamente con el carácter de presiones intermedias, en una fase comparable, en las rocas de la cobertera (GOMEZ PUGNAIRE et. al., 1977).

Esta medida de la presión ambiental ha sido hecha a partir del parámetro b_0 de las micas incoloras potásicas. En estas determinaciones, como en todas las realizadas en este trabajo, se ha seguido la metodología propuesta por SASSI (1972) y SASSI y SCOLARI (1974) y, con objeto de poder correlacionar con los resultados obtenidos en las secuencias que ciertamente han sufrido el

metamorfismo alpino, se ha puesto especial atención en comparar los resultados entre metapelitas de grado metamórfico semejante, deducido de su asociación de minerales.

Este carácter de baja presión ha sido notado, en rocas parecidas en Sierra Nevada, por MARTIN RAMOS y RODRIGUEZ GALLEGO (1976), MARTIN RAMOS (1977) y DIAZ DE FEDERICO et. al. (1979). Con la intención de comparar los resultados, junto a la curva acumulativa obtenida a partir de los datos de este trabajo (tabla 6.1), que se muestran en la fig. 6.1 se han representado las curvas extraídas de los trabajos anteriormente citados. Como se puede observar, las variaciones son poco importantes y, por otra parte, se producen siempre dentro de los límites del metamorfismo de baja presión (SASSI, p. cit.). Se debe tener en cuenta, además, los márgenes de error impuestos por el propio método utilizado y las limitaciones en la estimación del grado de metamorfismo de una roca por métodos texturales.

TABLA 6.1

Valores del parámetro b_0

en metapelitas de grado bajo de metamorfismo de la Unidad de Cerro Bermúdez.

Grupo 1 (del 1 al 129) rocas con poca o ninguna biotita;

Grupo 2 (del 6 al 134) rocas con biotita abundante

nº de muestras = 110

$x = 8.989$

desviación standard = 0.005

	b_0		b_0		b_0		b_0		b_0
CB. 1	8.985	CB. 65	8.988	CB.12	8.993	CB.64	9.001	CB. 92	8.990
CB. 3	8.987	CB. 89	8.988	CB.17	8.994	CB.66	8.994	CB. 93	8.989
CB. 4	8.986	CB. 94	8.993	CB.20	8.992	CB.67	8.994	CB. 95	8.988
CB. 7	8.986	CB. 99	8.986	CB.21	8.994	CB.68	8.988	CB. 96	8.986
CB.15	8.984	CB.100	8.985	CB.22	8.989	CB.70	8.993	CB. 97	8.984
CB.19	8.985	CB.101	9.000	CB.27	8.987	CB.71	8.987	CB. 98	8.985
CB.23	8.984	CB.102	8.983	CB.29	8.999	CB.74	9.000	CB.104	8.993
CB.24	8.989	CB.103	8.999	CB.32	8.991	CB.75	8.992	CB.106	8.992
CB.25	8.980	CB.105	8.987	CB.33	8.999	CB.76	8.986	CB.110	8.991
CB.28	8.983	CB.107	8.986	CB.34	9.001	CB.77	8.985	CB.111	8.985
CB.30	8.981	CB.108	8.984	CB.36	8.992	CB.78	8.990	CB.112	8.990
CB.41	8.986	CB.109	8.989	CB.38	8.994	CB.79	8.999	CB.113	8.990
CB.43	8.987	CB.118	8.985	CB.42	8.990	CB.80	8.989	CB.114	8.991
CB.47	8.991	CB.119	8.984	CB.44	8.994	CB.81	8.990	CB.115	8.990
CB.48	8.987	CB.121	8.987	CB.51	8.989	CB.82	8.985	CB.116	8.986
CB.49	8.984	CB.123	8.984	CB.52	8.985	CB.83	8.983	CB.117	8.991
CB.50	8.987	CB.124	8.988	CB.54	8.987	CB.84	8.992	CB.120	8.990
CB.53	8.987	CB.128	8.987	CB.55	8.994	CB.85	8.992	CB.126	8.986
CB.57	8.984	CB.129	8.989	CB.57	9.001	CB.87	8.990	CB.127	8.985
CB.59	8.999	CB. 6	9.001	CB.58	8.988	CB.89	8.993	CB.131	8.989
CB.60	9.000	CB. 9	9.000	CB.62	8.991	CB.90	8.992	CB.132	8.992
CB.61	8.984	CB. 10	9.000	CB.63	8.985	CB.91	8.991	CB.134	8.993

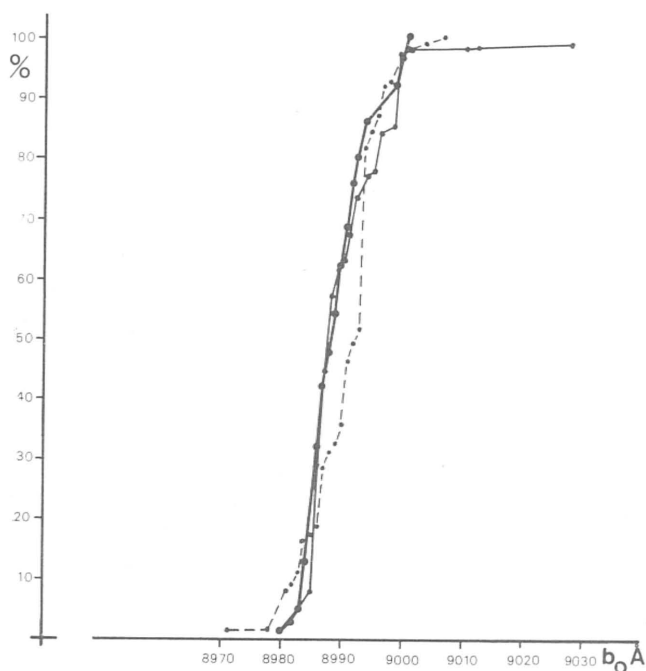


Figura 6.1
 Curva de frecuencia de los b_0 de la tabla anterior (trazo grueso). Datos de b_0 de rocas semejantes en Sierra Nevada: en trazo fino = datos tomados de MARTIN RAMOS (1977); en trazo discontinuo = de DIAZ DE FEDERICO et al. (1979).

A partir de los análisis realizados (134) se ha seguido un criterio de selección que ha tenido en cuenta la coexistencia de paragonita y moscovita (la pirofilita o no existe o ha sido detectada, sin seguridad, en sólo cuatro muestras). Los valores de b_0 de las rocas que contenían dicha asociación (el 21 por ciento de las analizadas) no han sido incluidos en la tabla 6.1. Por otra parte, el resto de las muestras han sido separadas en dos grupos sobre la base de su asociación de minerales. El grupo 1 lo constituyen las rocas en las cuales la asociación mineralógica esencial está formada por cuarzo + clorita + mena opaca + turmalina \pm granate. La biotita falta o está en cantidades accesorias. Por el contrario, en el grupo 2, la biotita es uno de los componentes esenciales, en tanto que la clorita o el granate pueden faltar. Los resultados analíticos en ambos grupos separadamente dan valores medios no muy diferentes (8.987 Å en el primero y 8.991 Å en el segundo) y, como era de esperar, algo superiores en el caso de las rocas con biotita, de supuesta mayor temperatura. Esto indica un régimen de bajas presiones durante la segunda fase de metamorfismo (de mayor temperatura) en las rocas que se discuten.

Una vez establecido este carácter, el problema estriba en si puede ser insertada esta unidad en el contexto del metamorfismo alpino del Complejo Ne-

vado-Filábride. Como se ha venido indicando repetidamente en el texto y como ha sido propuesto por otros autores (PUGA y DIAZ DE FEDERICO, op. cit.; DIAZ DE FEDERICO et al., 1978 y TORRES ROLDAN, 1979) dicho proceso de metamorfismo ha evolucionado desde una fase de alta presión a otra(s) de presión intermedia. En contraposición, la unidad que se discute, que representa la porción actualmente más profunda, ha sido metamorfizada en un régimen de bajas presiones. No parece, pues, demasiado sorprendente el plantear la posibilidad de que dicha porción cortical represente un zócalo pre-Pérmico que **no ha sido afectada por la orogenia alpina**. Una discusión extensa sobre este problema será expuesta en el capítulo final.

CARACTERÍSTICAS PETROLOGICAS

En este apartado se describirán y discutirán las características petrológicas de la formación del Raposo, ya que las de la Unidad de Cerro Bermúdez han sido ya descritas anteriormente.

Los minerales prealpinos y sus transformaciones en el metamorfismo alpino

El **cloritoide** se encuentra en rocas que, por otra parte, no presentan relictos de estructuras u otros minerales, aparte del granate, que puedan ser insertados con seguridad en el mismo metamorfismo prealpino en el que aquellos han sido formados, salvo las inclusiones que dichos peciloblastos contienen. Llama la atención, sobre todo, el grado de idiomorfismo y el tamaño de los cristales.

En general, las inclusiones están formadas por pequeños cristales de cuarzo, mica incolora, rutilo, mena opaca, granate y, sobre todo, grafito. La disposición estructural de las mismas (en capas paralelas más o menos ricas en cuarzo) indican que estos peciloblastos "fossilizaron" superficies S preexistentes. Por otra parte, dichas alternancias en bandas pueden haber sido producidas durante un proceso de diferenciación metamórfica. Sólo localmente estas probables superficies de esquistosidad están afectadas por pliegues muy pequeños, cuyos planos axiales están orientados de manera diferente a cualquiera de las generaciones de pliegues alpinos que se observan en la misma lámina delgada. Asimismo, el estilo de los pliegues, simétricos y muy abiertos, no es congruente con ninguno de los observados en la matriz de la roca. Parece probable que se trate de estructuras de deformación anteriores al metamorfismo alpino.

Una fase de deformación postcristalina del cloritoide se refleja en la formación de fracturas transver-

sas a la mayor longitud de los cristales. Estas mismas superficies de discontinuidad tectónica han sido aprovechadas para la transformación posterior del cloritoide en biotita y/o clorita.

La edad de estas transformaciones, al menos en parte de ellas, es probablemente alpina como indican algunos argumentos texturales: es común que agregados de clorita y biotita, que sustituyen al cloritoide, sean al mismo tiempo transversos a la esquistosidad principal de la roca (S_2 alpina). Este argumento textural está corroborado por otros de tipo petrológico, sobre la estabilidad del cloritoide durante el metamorfismo alpino. Este mineral ha sido formado durante dicho proceso, salvo en la fase post-D₂, en la cual, él y otros minerales de mayor temperatura han sido evidentemente inestabilizados. En este contexto, no parece razonable que el cloritoide prealpino haya sido sustituido antes de dicha fase, ya que en el resto de las rocas, incluso en la misma lámina delgada, se han formado cristales de este mismo mineral. Por otra parte, recrecimientos de cloritoide en continuidad óptica con el descrito, pero carente de inclusiones grafitosas, son comunes. Este recrecimiento ha sido interpretado, en este trabajo como producido durante la primera fase de metamorfismo alpino.

Datos químicos

En las rocas estudiadas el cloritoide tiene una composición química como la que se muestra en la tabla 6.2.

Como se puede observar, la variedad que aquí se describe presenta un bajo contenido en MgO, en comparación al que se forma en las rocas sin grafito de la cobertera (variedad fuertemente coloreada, tabla 4.2). No obstante, en estas mismas rocas, otro tipo de cloritoide (el menos coloreado) presenta

TABLA 6.2

Análisis químicos de cloritoide en las rocas de la Formación del Raposo

	C.344	C.139
SiO ₂	30.51	29.92
TiO ₂	0.11	0.09
Al ₂ O ₃	37.63	38.03
FeO*	29.46	30.07
MnO	0.06	0.03
MgO	2.18	1.98
CaO	0.01	0.02
Na ₂ O	0.02	0.02
Total	99.98	100.16

TABLA 6.3

Análisis químicos (microsonda) de granates de la Formación del Raposo

	núcleo	periferia	núcleo	medio	periferia
	1		2		
SiO ₂	36.55	35.92	35.95	36.61	35.92
Al ₂ O ₃	20.95	21.12	22.01	21.38	21.63
FeO	33.64	38.91	34.12	33.31	37.53
MgO	1.35	1.81	0.92	1.12	1.23
MnO	5.79	0.76	5.97	1.60	0.95
CaO	1.44	1.51	1.62	5.95	3.26
Total	99.72	100.03	100.59	99.97	100.52
Alm	76.80	86.70	77.70	74.80	83.30
Py	5.40	7.20	3.80	4.50	4.80
Sp	13.50	1.80	13.70	3.70	2.10
Gros	4.30	4.30	4.70	17.00	9.30

unas características químicas muy semejantes, y aún es mayor el parecido si se compara con el cloritoide formado durante el metamorfismo alpino, en las intercalaciones grafitosas de la cobertera o en las rocas del zócalo. Parece evidente que, durante la segunda fase de metamorfismo alpino, cloritoides de composición semejante al que se discute, han sido formados.

En resumen, en este trabajo, se propone que dicho mineral ha permanecido estable hasta la fase post-D₂ del metamorfismo alpino.

El granate se presenta con unas características texturales diferentes a los formados durante el metamorfismo alpino. Son, generalmente, idiomorfos, de dimensiones que oscilan entre 0.5 y 3 mm de diámetro y, en general, no presentan inclusiones. Es muy común que se encuentren en los mismos niveles que contienen cloritoide y englobados en él.

Están generalmente transformados a óxidos de hierro y, localmente, a biotita. Pero la característica textural más llamativa, aparte del idiomorfismo, es el recrecimiento que suelen presentar a una corona de granate xenomorfa, formada durante el metamorfismo alpino. En la zona de contacto se concentran inclusiones de cuarzo y de grafito. También desde el punto de vista químico, estos granates son diferentes a los formados posteriormente. La tabla 6.3 muestra los resultados del análisis por microsonda de dos granates recrecidos. El primero de ellos muy semejante a como ha sido descrito y el segundo con la zona de contacto, entre el núcleo y la periferia, muy rico en inclusiones y algo más amplia.

Como se puede observar, el núcleo prealpino del análisis 1, en relación con el granate alpino de la corona, es menos rico en los componentes almandi-

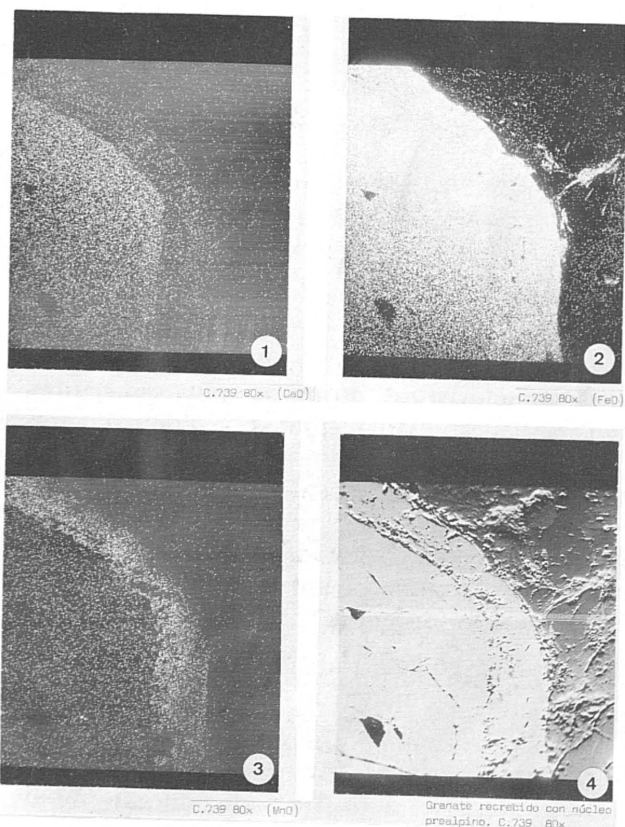
no y piropro, al tiempo que el componente esparfítico es más abundante. Esto es, sobre todo, evidente si se compara con el resto de los granates alpinos analizados, cuyos resultados muestran las tablas 4.1 y 4.11.

En el número 2, han sido analizados tres puntos y se ha hecho, además, una fotografía de microsonda ("scanning picture") para los cuatro componentes: MnO, MgO, FeO (total) y CaO. Como se puede observar, no existe zonación para ningún compo-

Son dos los resultados más llamativos respecto a este granate: 1) el contacto es excesivamente brusco como para corresponder a una zonación progresiva normal, por lo que, como es texturalmente evidente, debe tratarse de un recrecimiento; 2) la zonación es anormal con respecto a lo que cabe esperar en un proceso metamórfico como el alpino. Como se puede observar, el contenido en almandino disminuye primero para después aumentar considerablemente. El resto de los componentes presenta también anomalías que, gráficamente, pueden observarse en la fig. 4.10. Esta misma figura permite, además, compararlos con la evolución química de los granates formados durante el metamorfismo alpino. En conjunto, se puede indicar que la composición química del mineral en cuestión es mucho más parecida a la de las aureolas externas (de mayor temperatura y menor presión) que a los núcleos alpinos (bastante menos ricos en almandino y piropro y, por consiguiente, de mayor presión y menor temperatura).

En la **estauroлита**, como en el cloritoide, son comunes las inclusiones de grafito marcando superficies S_1 a veces microplegadas, y que son, sobre todo, visibles cuando está transformada a mica incolora de tamaño sericítico (foto 25 y 27). Aparte de dicha mica, son comunes los agregados de distena y cloritoide, con textura decusada, sustituyendo a la estauroлита, de la cual algunos relictos xenomorfos isorientados permanecen englobados por ambos minerales.

En otros casos la estauroлита se transforma, aparte de la sericita que existe prácticamente siempre, a distena. Esta se encuentra, localmente, en dos situaciones texturales dentro del mismo pseudomorfo. La foto 26 muestra pequeños cristales de distena, alargados y orientados paralelamente entre sí, en el centro del pseudomorfo. En el borde, cristales de distena, de mayor tamaño e idiomorfos, se han formado junto a la mica incolora, la cual contrasta netamente, por el mayor tamaño, con la mica del centro. Esta orientación preferencial no parece estar controlada, ni existe razón aparente para ello, por la estructura cristalina de los antiguos cristales de estauroлита, por lo que puede ser interpretada como producida por su crecimiento sintectónico de una fase de deformación. Si esto es así, es evidente que no se trata de la fase de deformación D_2 alpina, ya que las superficies S_i , deducidas por la orientación de la distena, están orientadas de manera diferente a la S_e ($S_p = S_2$) alpina. Estas diferencias de orientación no pueden ser interpretadas en términos de una rotación postcristalina en relación con la fase D_3 , habida cuenta que no se trata de un peciloblasto rígido, sino de un agregado de minerales. Por esta razón, es muy probable que la orientación morfológica de la distena haya sido producida en una fase sincinemática de la fase de deformación



1, 2, 3 y 4. Variaciones en el contenido de CaO, FeO y MnO del centro al borde del granate de la fotografía nº 4. Obsérvese la neta diferencia de composición entre el núcleo prealpino del granate y la aureola alpina.

nente en el núcleo idiomorfo del granate, ni tampoco al que se le atribuye edad alpina (1). Tampoco existe zonación visible en la aureola debido a la relativa poca diferencia de composición entre la zona media y la externa. Sin embargo, es muy nítida, sobre todo para el CaO y el MnO (los dos componentes que sufren mayor variación), la diferencia entre el núcleo prealpino y la aureola alpina. Los cambios de composición del FeO y MgO son mucho menos evidentes debido, por una parte, a la menor variación química y, por otra, a la excesiva o poca concentración del óxido en el caso del FeO y MgO respectivamente.

(1) Se debe hacer notar que la zona de máxima incidencia de electrones coincide con una franja aproximadamente paralela a la diagonal trazada desde el ángulo superior izquierdo hasta el inferior derecho. Es por ello que se debe hacer atención al comparar las zonas en áreas de densidad parecida, con objeto de no deducir zonaciones inexistentes.

D1. Por tanto, la estaurolita ha debido inestabilizarse en la primera fase de metamorfismo alpino. Esto concuerda con el resto de los datos texturales, expuestos en el capítulo IV, los cuales muestran que la formación de la estaurolita se produce en la fase D2 y, sobre todo, posteriormente a ella. Por otra parte, dicho mineral no es compatible, desde el punto de vista de estabilidad de minerales, con las condiciones de metamorfismo de alta presión que tuvieron lugar durante la primera fase alpina, al menos en los niveles actualmente aflorantes. A esta misma conclusión llegan NIJHUIS (1964) y GOMEZ-PUGNAIRE et al (1977). Sin embargo, PUGA y DIAZ DE FEDERICO (1976a) admiten la posibilidad de formación de la estaurolita durante dicha primera fase alpina de alta presión.

Por lo que se refiere a la transformación en mica de tamaño sericítico, visible en todos los pseudomorfos de estaurolita estudiados, no existe en estas rocas un argumento textural que permita confirmar la atribución de dicha mica a una fase de metamorfismo retrógrado alpino post-D1, como proponen PUGA (1971), DIAZ DE FEDERICO (1971) y PUGA y DIAZ DE FEDERICO (1976a). Según dichos autores, esta mica transforma tanto a la estaurolita prealpina como a cristales de distena relacionados con la fase D1 alpina, los cuales a su vez pseudomorfizan peciloblastos prealpinos de andalucita. Así pues, la sericita representa una fase de metamorfismo de baja temperatura que separa la primera y la segunda fase de metamorfismo alpinas.

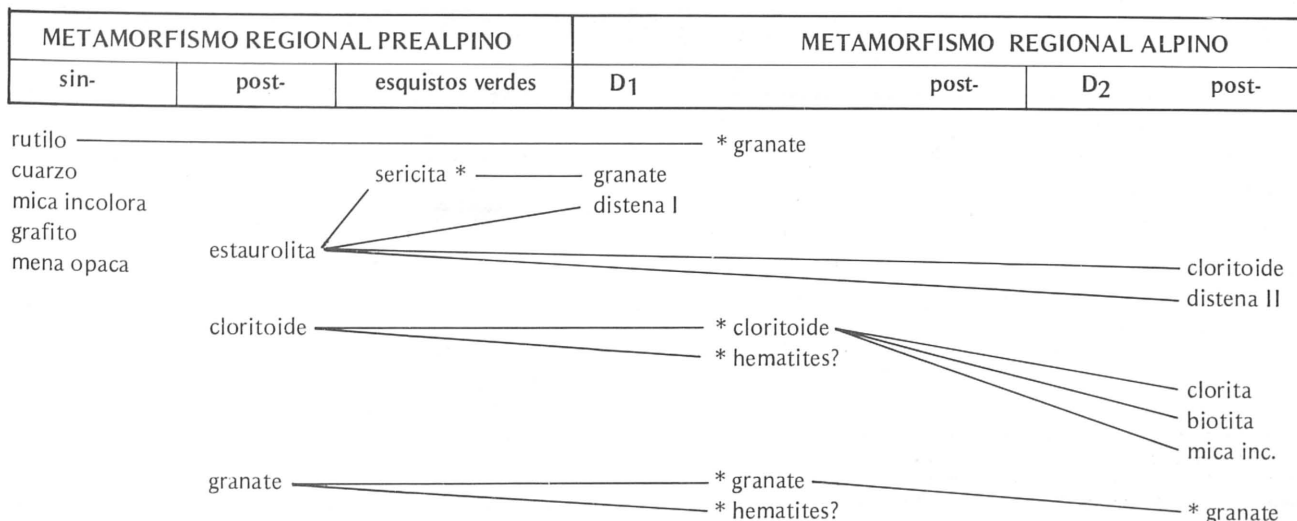
En relación con este último punto, en estas rocas son muy claras las evidencias de corrosión de la estaurolita por parte de la mica (foto 27). Sin em-

bargo, los cristales de distena, sin- y post-D1, no parecen estar sustituidos por ella. Al contrario, en general son idiomorfos y muestran evidencias texturales de haber recristalizado a partir de la mica. Si se tiene en cuenta que esta generación de cristales de distena ha sido anteriormente atribuida a la primera fase de metamorfismo, parece claro que la sericita podría haber sido formada con anterioridad, en relación con una fase de metamorfismo retrógrado prealpina. Por otra parte, teniendo en consideración la propuesta incompatibilidad termodinámica de la estaurolita durante la primera fase de metamorfismo alpina (D1), parece incongruente que no haya sido transformada en sericita hasta la fase post-D1 de metamorfismo retrógrado, como indican los autores mencionados anteriormente. Se debe hacer notar, además, que no se ha encontrado ningún otro mineral en las rocas de la cobertera del área estudiada que haya sido sustituido por mica incolora, con las características texturales que se han descrito, y que pueda ser referida a dicha fase.

Por lo que se refiere a los agregados de distena y cloritoide que, en otros casos, sustituyen a los cristales de estaurolita prealpinos (foto 30), no existen argumentos texturales definitivos que permitan atribuir su formación a la fase de blastesis estática post-D1 o post-D2. En ambos casos, la sustitución de ambos minerales por mica incolora, de mayor tamaño que la anterior, es evidente. La composición química de esta mica (ver la tabla 7.4), coincide con las de las micas de mayor temperatura descritas por GOMEZ-PUGNAIRE (1979), formadas durante el clímax térmico metamórfico alpino. El hecho de que no hayan sido encontradas evidencias de sustitución de cloritoide y distena por parte de

TABLA 6.4

Asociación de minerales formada durante el metamorfismo regional prealpino y sus transformaciones durante la orogenia alpina. Los minerales con asterisco se han situado entre dos fases, debido a la falta de argumentos texturales que permitan precisar, más exactamente, la fase de blastesis en que se han formado



la sericita, inclina a la autora en favor de la hipótesis de que, los dos minerales mencionados, puedan haberse formado en la fase post-D₂.

Neoblastesis de pequeños granates, a partir de la sericita, en el borde o dispersos en el centro de los pseudomorfo de estauroлита, son muy comunes (foto 27). Asimismo, existe una generación de granates en nódulos, con las características texturales que se muestran en la fotografía 48. Por último, pequeñas coronas de granate alrededor de cristales de rutilo (\pm ilmenita) son comunes, tanto en las inclusiones que se encuentran dentro de los antiguos cristales de estauroлита como en la matriz (foto 48).

En la tabla 6.4 se indica la asociación de minerales descritos, así como sus transformaciones durante el metamorfismo alpino.

El hecho de que no coexistan cloritoide y estauroлита en los mismos niveles parece indicar que la tem-

peratura máxima, del metamorfismo regional prealpino, la ha marcado el límite de estabilidad de este último mineral. El régimen de presión ambiental ha sido estimado por la presencia de andalucita, como único polimorfo del Al_2SiO_5 , en las rocas estudiadas en Sierra Nevada. Así pues, una temperatura comprendida en un margen de 510-600°C parece razonable, habida cuenta que dicho intervalo está comprendido entre la primera aparición de la estauroлита y su inestabilidad (ésta se produce a 650°C, según los datos de HOSCHEK, 1969). El margen de presión es variable, dependiendo de los datos experimentales sobre el punto triple de los polimorfos del Al_2SiO_5 que se consideren (3.5kb según HOLDAWAY, 1971 y 5.5kb según RICHARDSON et al, 1969). Según los datos de HOLDAWAY (op. cit.) y GUIDOTTI (1974) la coexistencia de estauroлита y andalucita que describen PUGA y DIAZ DE FEDERICO (op. cit.) es posible hasta los 560°C y 2.5kb de presión. Según RICHARDSON et al. (op. cit.) esta asociación sería estable hasta los 600°C y 5kb. En las rocas estudiadas no existe andalucita, por lo que las condiciones del metamorfismo pueden ser solamente fijadas de acuerdo con la estabilidad de la estauroлита, la cual está marcada por la curva de HOSCHEK (op. cit.) que impone un límite de presiones mínimas de 2.5kb. Todas estas relaciones están expresadas gráficamente en la fig. 6.2.

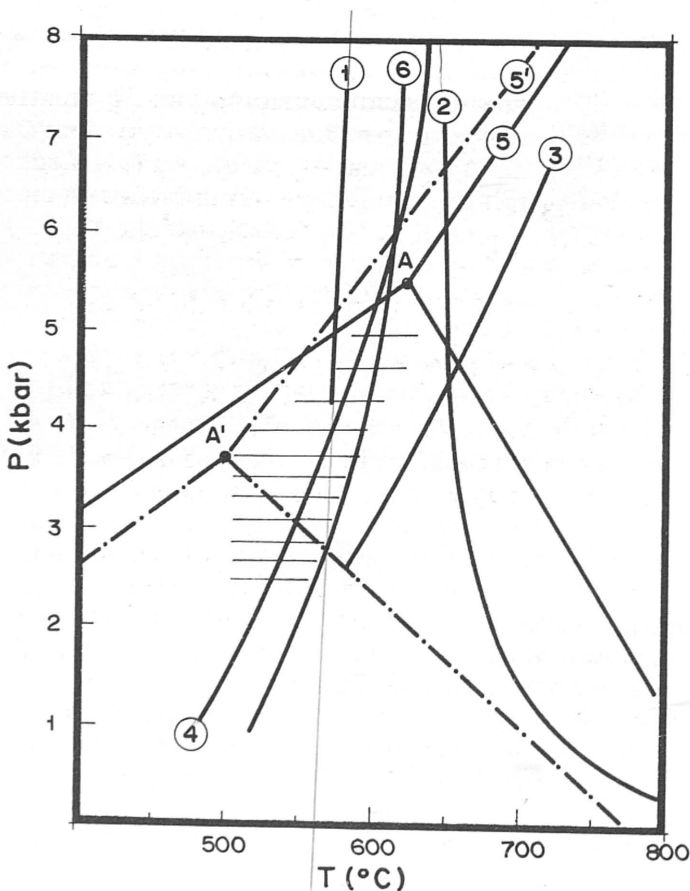


Figura 6.2
Condiciones probables P-T del metamorfismo prealpino (área rayada). 1: isograda estauroлита-in (HOSCHEK 1969); 2: inicio de la anatexia (v. PLATEN, 1965; LUTH et al, 1964); 3: límite superior de estabilidad de la estauroлита (HOSCHEK, op. cit.); 4: límite superior de estabilidad de la paragonita + Q (CHATTERJEE y FROESE, 1975); 5A: triple punto del Al_2SiO_5 (RICHARDSON et al, 1969); 5'A: Id. de HOLDAWAY (1971); 6: reacción estauroлита + clorita = biotita + Al_2SiO_5 (GUIDOTTI, 1974).



ECOMINSA

ECONOMIA Y COMERCIALIZACION PARA LA MINERIA Y LA INDUSTRIA S.A.

CONSULTORES ESPECIALIZADOS EN:

- Economía Minera
- Comercialización de Minerales
- Problemas de Medio Ambiente

ASESORES EN:

- Labores de exportación e importación de minerales

AGENTES EXPORTADORES EN:

- Barita (química, lodos, etc.)
- Espato flúor (ácido y metalúrgico)
- Puzolanas
- Dolomía (vidrio, cargas, etc.)
- Otros minerales

c/ Capitán Haya, 55
Plaza José Castán Tobeñas, 1
tfno. 279 39 27 - 279 72 26

MADRID - 20



PETROGENESIS

Como se ha discutido a lo largo del texto, el metamorfismo alpino en el Complejo Nevado-Filábride, en el área de la Sierra de Baza, se ha desarrollado en varias fases, cada una de ellas acompañada de un episodio de deformación. Durante este proceso, se han formado un cierto número de minerales cuya atribución a cada fase de metamorfismo se ha hecho sobre la base de los argumentos, de carácter textural, que han sido expuestos en un apartado anterior.

PRIMERA FASE DE METAMORFISMO

La primera fase de metamorfismo alpino (M₁) se desarrolló en dos fases de blastesis —una sincinemática y otra estática— en relación con la fase de deformación D₁. La asociación de minerales formada en ella ha sido esquematizada en los apartados correspondientes (ver tablas de relaciones blastesis deformación).

A) *En las rocas de composición pelítica y psamítica*, la presencia de clorita y distena permite establecer los márgenes de presión máxima y mínima en los que se desarrolló el metamorfismo alpino en esta fase.

Distena

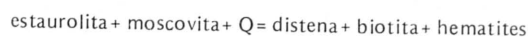
Por lo que se refiere a la distena, único poliformo del silicato de aluminio formado en las rocas estudiadas, en los niveles de la Formación del Raposo en los que aún se distinguen los efectos del metamorfismo pre-alpino, dicho mineral aparece texturalmente reemplazando a la estauroлита, por lo que su formación, a partir de ésta, puede estar relacionada con el equilibrio univariante que representa la reacción que sigue, propuesta por GANGULY (1968) y HOSCHEK (1969):



el cual está de acuerdo con los datos texturales de que se disponen, ya que ambos minerales (cloritoide y distena) sustituyen a veces a la estauroлита. Otras posibles reacciones, en relación con esta transformación, han sido rechazadas, ya que implican la transformación de estauroлита por aumento de temperatura. Por ejemplo, la reacción de RICHARDSON (1968):

se produce aproximadamente a 700° C, siendo manifiestamente independiente de la presión. No parece razonable una temperatura de ese orden para la formación de la distena, habida cuenta que el gradiente geotérmico en el que se ha producido esta fase de metamorfismo, como se discute más adelante, es bastante bajo.

La reacción de HOSCHEK (1969):

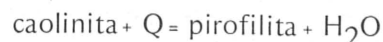


tampoco está de acuerdo con las observaciones texturales, habida cuenta la manifiesta inestabilidad de la biotita prealpina en esta fase.

En el resto de la secuencia de zócalo, en la que no existe estauroлита preexistente, la distena ha debido producirse por otra(s) reacción(es) diferente(s) a la anteriormente descrita. La formación de este mineral, a partir de la mica incolora con diferentes reactivos (cuarzo, magnetita, clorita, etc), probablemente no ha ocurrido en estas rocas ya que no se ha formado albita en las rocas que contienen distena. Sin embargo, la preexistencia de pirofilita puede ser hipotetizada, si se tiene en cuenta la riqueza en Al₂O₃ de las rocas con distena y que han sido analizadas (ver tabla 4.17). Un equilibrio del tipo:



ha sido propuesto por HEMLEY (1967), KERRICK (1968) y VELDE y KORNPROBST (1969) para explicar la primera formación de la distena en metapelitas. En las rocas de la cobertera, ricas en Al₂O₃, la reacción propuesta puede haber sido como la anterior, a partir de pirofilita, por los mismos argumentos mencionados. En algunas metapelitas de menor temperatura (sin estauroлита) la presencia de pirofilita aún no transformada parece estar de acuerdo con esta conclusión. Otra parte de las rocas de baja temperatura son suficientemente ricas en Al₂O₃ como para que se haya formado pirofilita. Sin embargo, no ha sido detectada por difracción de rayos-X. Probablemente esto es debido a una inadecuada proporción de ferromagnesianos. De hecho, en las rocas que contienen pirofilita la relación Mg/Mg + Fe es considerablemente más alta (mayor de 0.5, ver tabla 4.15). En otros casos el alto contenido en NaO estabiliza preferentemente la paragonita y, sobre todo, la albita. Por último, es bien conocido que la formación de la pirofilita está en relación con el equilibrio:



propuesto por FREY (1970), DUNOYER DE SEGONZAC (1970) y THOMPSON (1970), y que la caolinita es, por otra parte, un mineral no demasia-

do común en las series pelíticas marinas, como las que constituyen la mayor parte de la cobertera estudiada.

Deerita

Los trabajos experimentales sobre la deerita (LANGER et al, 1977) no describen una reacción que pueda dar lugar a ésta en un sedimento pelítico. No obstante el margen de estabilidad de dicho mineral en ambientes de alta fugacidad de O₂ (Ni/NiO₂ ha sido el tampón utilizado en la síntesis) están comprendidas entre los 12 y 25 kb para 425 y 610° C respectivamente a

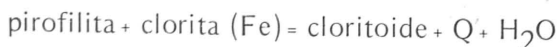
$$P_{H_2O} = P_{total}$$

En condiciones de metamorfismo en las que la P_{H₂O} es menor que la P_T, el campo de estabilidad puede desplazarse a temperaturas aún más bajas, por lo que puede ser necesario para su formación un gradiente geotérmico menor (MUIR WOOD, 1979).

El límite mínimo de presión en esta fase queda establecido por la formación de distena en lugar de andalucita o silimanita. Es bien conocido el problema creado experimentalmente en torno al punto triple de los polimorfos del silicato de aluminio, lo cual está condicionado por las diferencias de energía de formación de cada uno de los polimorfos (BROWN y FYFE, 1971). Algunos resultados experimentales no están de acuerdo con las observaciones petrológicas (p.e. BROWN y FYFE, op. cit.). En este trabajo se ha elegido el punto triple de HOLDWAY (1971) por estimar que es, probablemente, el que va más de acuerdo con las observaciones naturales. Según los datos de este autor, a 425° C (si se toma este valor como la temperatura máxima de estabilidad de la pirofilita, aunque es probablemente mayor) es estable a partir de los 3 kb de presión.

Cloritoide

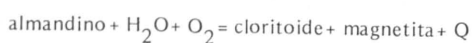
La formación de cloritoide a partir de la pirofilita, como proponen FREY (1972) y FREY y WIELAND (1975), según el equilibrio siguiente:



puede haberse producido, como responsable de la primera aparición de cloritoide, en rocas ricas en Al₂O₃ y probablemente en aquellos niveles donde no coexiste con distena. THOMPSON y NORTON (1968) proponen una segunda reacción:



Se prefiere esta reacción a la, también propuesta por THOMPSON y NORTON (op. cit.), que sigue:



ya que el granate de esta composición coexiste en las mismas rocas que contienen cloritoide. No obstante, algunos niveles grafitosos del zócalo y de la cobertera son extremadamente ricos en granate, pero no contienen cloritoide. GANDULY (1972) prevé que el equilibrio anterior, en presencia de grafito, se desplace hacia la izquierda. Sin embargo, la formación de granate ha debido ser independiente de la del cloritoide, salvo en algunos niveles concretos, ya que ambos suelen ser coexistentes (ver más adelante algunas excepciones).

La formación del cloritoide a partir de la deerita (a la cual contiene como inclusiones) puede producirse, según los resultados experimentales de LANGER et al (op. cit.), si la roca es suficientemente rica en Fe₂O₃ + Al₂O₃. En este caso, la asociación de cloritoide + cuarzo es estable sustituyendo a la deerita preexistente. Eventualmente, cloritoide + deerita rica en Fe³⁺ + cuarzo pueden coexistir en lugar de una deerita alumínica pura.

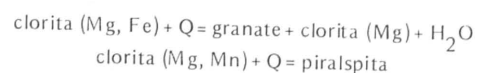
Cloritoide y glaucofana son, también, comunes asociados en los mismos niveles y generalmente se encuentran como relictos, englobados por granates formados durante la segunda fase de metamorfismo alpino. Ambos minerales pueden haberse formado según la reacción propuesta por BEARTH (1963) y HOSCHEK (1969):



la cual se produce en rocas de composición semejante a las estudiadas en este trabajo (con contenido en Na₂O y K₂O algo más altos en comparación con las pelitas puras). Este equilibrio se produce entre los 410° C a 11.5 kb y 520° C a 7 kb. Esto puede explicar, en parte, la rareza de la paragonita en las series de cobertera, en las que cloritoide y anfíbol son muy comunes, ya que las asociaciones con cloritoide permiten sólo la existencia de una fase sódica con él (ZEN, 1960). Esto concuerda, además, con la sistemática falta de albita en las rocas estudiadas que presentan dicha asociación. Esta última se encuentra coexistiendo con mica incolora, cloritoide, granate y, eventualmente, glaucofana.

Granate

El granate en esta fase de metamorfismo se ha formado preferentemente con respecto a la biotita. Esto suele ser normal en los complejos metamórficos de alta presión, debido a la mayor densidad del granate en comparación con otros silicatos ferromagnesianos (MIYASHIRO, 1973). La formación de dicho mineral puede haber ocurrido en algunas rocas por las reacciones:

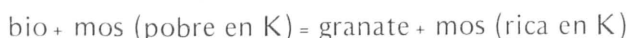


propuestas por HIRSCHBERG y WINKLER (1968) y HSU (1968) respectivamente. La composición del granate, en las rocas estudiadas, es relativamente rica en almandino, el cual ha debido ser estabilizado por la presencia de cantidades bastante apreciables de MnO. Sin embargo, el granate es menos abundante en esta fase de metamorfismo que en la siguiente (de presión intermedia). La pobreza en MnO de la roca encajante puede ser, en algunos casos, la responsable de la rareza de este tipo de granate. En otros casos, la falta de granate atribuible a la primera asociación alpina puede ser explicada por dos hipótesis alternativas:

a) granate y clorita son las dos fases que contienen MnO en las rocas estudiadas. La riqueza en alúmina de esas rocas contribuye a la formación de cloritoide, el cual es, efectivamente, en esta asociación más rico en MnO (ver tabla 4.3) que el formado en otras rocas o fase(s) de metamorfismo. Si este mineral ha concentrado en su red la disponibilidad de MnO de la roca (el contenido en MnO de las rocas estudiadas oscila entre 0.08 y 0.17), el granate no puede ser estabilizado. A este respecto, se recuerda que el almandino no es estable, ni siquiera en condiciones reductoras que favorecen su formación, por debajo de los 550°C (HSU, op. cit.). Las observaciones petrográficas confirman esta hipótesis, ya que ninguna roca con cloritoide rico en MnO contiene granate. El mineral máfico acompañante es, generalmente, la clorita.

b) A presiones relativamente altas el granate más estable es más rico en piropero que el que se encuentra en las metapelitas analizadas (tablas 4.1 y 4.11), como ocurre en las rocas de composición básica (ver tabla 4.20). El bajo valor de la razón $MgO/MgO + FeO$ en aquellas puede favorecer la formación de minerales máficos más estable a baja temperatura, como es, p.e. la clorita. Sin embargo, no se disponen de datos analíticos de rocas sin granate, por lo que la posible influencia de la relación $MnO/MgO + FeO$ no puede ser cuantificada.

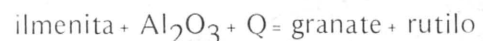
En las series del zócalo la evidencia textural de la formación de granate viene aportada, en las rocas con relictos mineralógicos del metamorfismo prealpino, por la transformación de biotita en nódulos de granate (PUGA, 1971), que ha podido producirse por una reacción del tipo:



sugerida por SMELLIE (1974). La inestabilidad de la biotita es explicable habida cuenta que a altas presiones, bajas temperaturas y bajos valores de oxidación (estas rocas son muy grafitosas), las fases más estables son pirlaspita o clorita (HSU, op. cit.). Preferentemente se forma granate por ser una fase más densa en comparación con la clorita.

La tabla 4.11 muestra que la composición de los granates en estos nódulos es algo diferente de la común en el resto de los granates analizados. Ello está relacionado con el contenido en piropero, el cual es considerablemente mayor (hasta un 7 por ciento más). Sin embargo la espesartita está contenida en porcentajes menores. Estas diferencias de composición y, sobre todo, la zonación inversa a la común (grossularita y, sobre todo, almandino aumentan del borde al centro), puede ser debida a que la transformación mencionada es probablemente isoquímica, en lo que refiere al MgO y FeO. Por ello, la composición del granate puede estar fuertemente controlada por la biotita preexistente. Parece razonable que, mientras que al principio de la transformación la disponibilidad de MgO y FeO es bastante grande, conforme esta avanza, por una parte el número de cristales de granate es mayor, y por otra, la cantidad de FeO y MgO ha disminuido, habida cuenta de la baja capacidad de difusión iónica a través del granate.

Un ascenso de la presión total es también necesario para la formación de las coronas de granate alrededor de cristales de rutilo (foto 48), probablemente relacionados con el metamorfismo prealpino, ya que, eventualmente, se encuentran como inclusiones dentro de la estauroлита prealpina. Esta transformación ha podido producirse a partir de alguna mena opaca original rica en titanio. Hipotéticamente puede ser escrito un equilibrio como el que sigue:



No es un caso excepcional que el granate haya nucleado a partir de una mena opaca, ya que, en las rocas de la cobertera (metapelitas asociadas al metaconglomerado) se han formado coronas de granates en torno a cristales, probablemente de origen detrítico, de magnetita (foto 47). Coronas de granate alrededor de rutilo son también frecuentes en las eclogitas a partir de titanomagnetita de origen ígneo (foto 33).

B) En las rocas de composición básica, una serie de posibles reacciones han sido descritas en el apartado correspondiente a estas rocas, las cuales están resumidas en las tablas 4.26 y 4.27. Se comentarán en este capítulo sólo las condiciones de estabilidad que pueden ser deducidas de algunas de estas fases y/o asociaciones minerales.

Es un hecho generalizado la falta de lawsonita en el ámbito del Complejo Nevado-Filábride. Esto puede ser debido, en parte, a que la temperatura fue más elevada durante esta fase de metamorfismo que la que permite la formación de lawsonita. Otra posible causa es la inestabilidad de dicho mineral, hipotéticamente formado en los primeros estadios del

metamorfismo en esta fase, por el aumento progresivo de la temperatura y descenso de la presión total en los estadios finales. Con respecto a esta segunda hipótesis, existen indicios texturales sobre su posible formación. En el apartado de rocas básicas (en las eclogitas no coroníticas) se describieron unos agregados de minerales constituidos por cristales de distena rodeados de una corona de zoisita. Ambos minerales pueden ser productos relacionados con la desaparición de la lawsonita según la reacción:

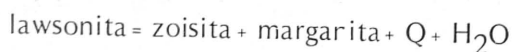


propuesta por NEWTON (1966). Las condiciones de presión mínima en que se produce esta reacción son 5 kb y 375°C.

El siguiente equilibrio, propuesto por NEWTON y KENNEDY (1963):



parece menos apropiado por dos razones: a) NITSCH (1972) demuestra la metaestabilidad de la asociación zoisita-distena-pirofilita; b) la mica incolora existente en algunos de estos agregados corre a la distena, por lo que debe tratarse, probablemente, de una mica relacionada con la fase de metamorfismo posterior. No obstante, no se puede descartar, por el momento, la posibilidad de que la mica incolora (de composición desconocida en los pseudomorfo estudiados) represente la reacción estable final que marca el límite máximo de estabilidad de la lawsonita, según el equilibrio:



propuesto por NEWTON y KENNEDY (op. cit.) y NITSCH (op. cit.). La falta de análisis químicos de la mica descrita anteriormente impide precisar más al respecto.

La estimación de las condiciones de presión y temperatura de cristalización de las eclogitas ha sido hecha sobre la base de las reacciones metamórficas descritas en un apartado anterior. Asimismo, se han calculado los coeficientes de distribución de distintos componentes entre pares de minerales coexistentes, aplicando el método de PERCHUK (1968), sobre el que se basa el gráfico de MOTTANA (1970). En la figura 7.1 el círculo representa el valor medio del K_D para el calcio entre anfíbol y granate. Para ello se ha utilizado la media de los análisis de seis granates y siete anfíboles (análisis 3 y 6 de la tabla 4.20).

Una estimación más precisa de la temperatura del metamorfismo de estas rocas, está basada en el K_{gr}^{Fe-Mg} calculado siguiendo la metodología de ERNST (1976). Los análisis han sido hechos en

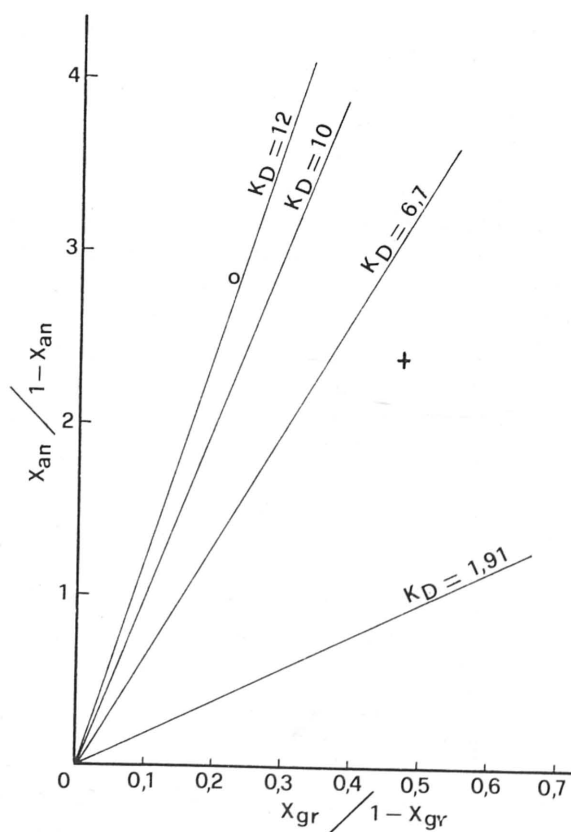


Figura 7.1
Distribución del Ca entre granates y anfíboles coexistentes.
Círculos: en eclogitas
Cruces: en anfibolitas
Tomada de MOTTANA (1970). $K_D = 6.7$ en anfibolitas; $K_D = 11.7$ eclogitas ígneas

una coronita constituida por onfacita y granate (análisis 3 de la tabla 4.20 y 1 de la tabla 4.19). El valor numérico del $K_D = 25$, y las condiciones de P-T, deducidas de la fórmula propuesta por RAHEIM y GREEN (1974), son de $432 \pm 50^\circ \text{C}$ a 8 kb, $442 \pm 50^\circ \text{C}$ a 10 kb y $452 \pm 50^\circ \text{C}$ a 14 kb. Este mismo coeficiente ha sido usado entre onfacita (núm. 4, tabla 4.19) y granate (núm. 4 tabla 4.20) en una eclogita no coronítica. Este granate ha sido interpretado como una generación de menor presión al formado en las eclogitas coroníticas. El $K_D = 20.6$ y los valores de P y T deducidos a partir de él, son los siguientes: $458 \pm 50^\circ \text{C}$ a 8 kb, $468 \pm 50^\circ \text{C}$ a 10 kb y $480 \pm 50^\circ \text{C}$ a 12 kb. Como se puede observar entre uno y otro tipo de eclogita la temperatura es alrededor de 20°C más elevada, lo que es razonable si la presión total ha descendido.

Glaucofana

La formación de glaucofana en las rocas básicas estudiadas parece haber tenido lugar con posterioridad a la asociación onfacita + granate en las eclogitas, o bien sincrónica a ella, pero en condiciones de $P_{\text{H}_2\text{O}}$ mayor que 0, en las anfibolitas y metabasaltos. En estas últimas rocas la glaucofana aparece

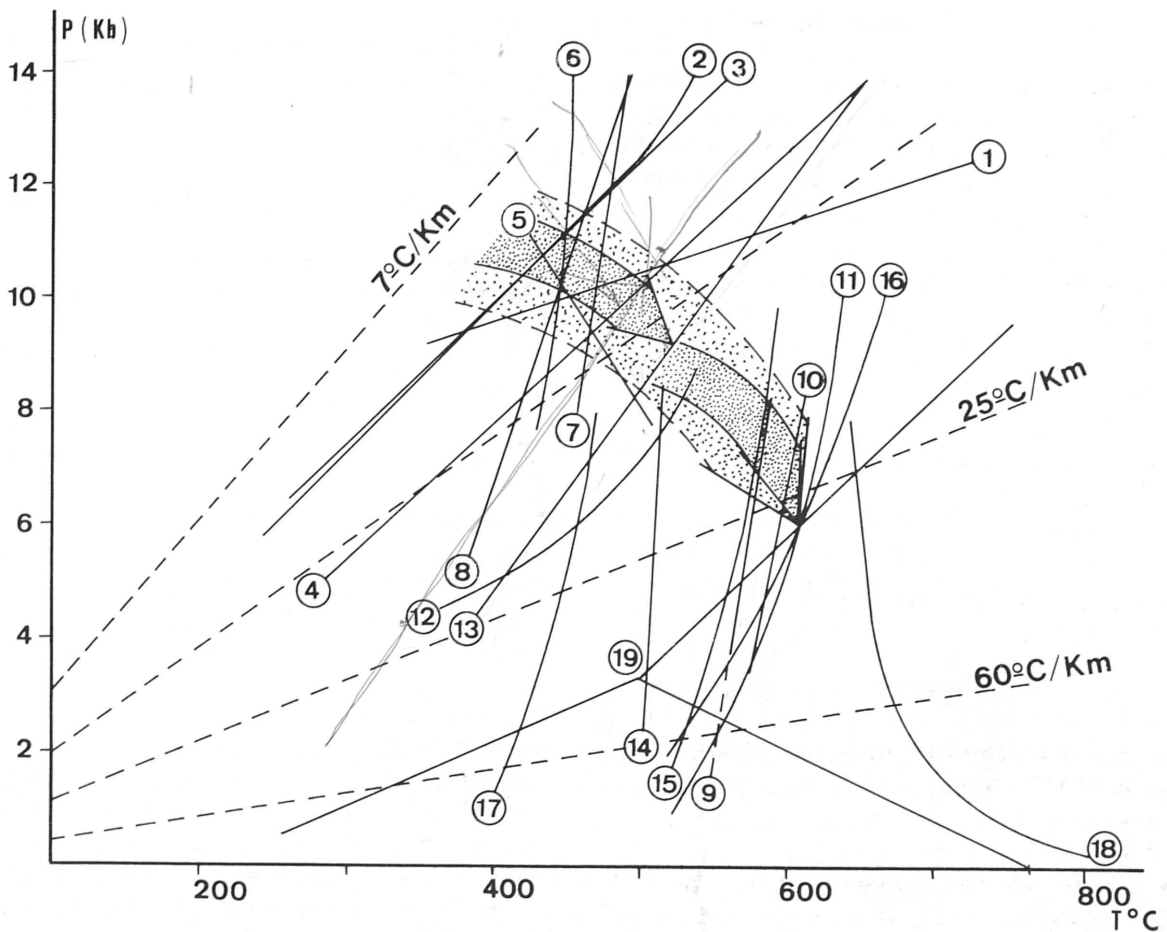


Figura 7.2

Evolución del gradiente geotérmico en las rocas de la Sierra de Baza. Las flechas delgadas significan la evolución del mismo en la primera (la superior) y segunda y tercera fases (la inferior) de metamorfismo. La flecha más gruesa representa la evolución del conjunto. La estimación de dichos gradientes ha sido hecha sobre la base de las relaciones entre minerales descritas en el texto. Las líneas 6, 7, 9 y 10 son los resultados obtenidos, en las rocas estudiadas, a partir de los coeficientes de distribución que se discuten en el texto. Como referencia se incluyen, además, los datos experimentales sobre los equilibrios siguientes:

- 1: Estabilidad del pirope (MIYASHIRO, 1973)
- 2: Estabilidad de la deerita (LANGER et al., 1977)
- 3: Estabilidad de onfacita (60 por ciento de jadeita) (RINGWOOD y GREEN, 1966)
- 4: Estabilidad onfacita (40 por ciento de jadeita)
- 5: $clta + pag + Q = clte + glau + H_2O$ (HOSCHEK, 1969)
- 8: $law = zois + dist + Q + H_2O$ (NEWTON, 1966)
- 11: $est + clta = dist + biot$ (GUIDOTTI, 1974)
- 12: Estabilidad de la barroisita (ERNST, 1979)
- 13: Estabilidad de la glaucofana (ERNST, 1963)
- 14: hornblenda-in (WINKLER, 1974)
- 15: estauroлита-in (HOSCHEK, 1969)
- 16: $pag + Q = alb + mosc + Al_2SiO_5 + H_2O$ (CHATTERJEE y FROESE, 1975)
- 17: $pirof = dist + Q + H_2O$ (HEMLEY, 1967; KERRICK, 1969)
- 18: Límite mínimo de fusión parcial en el sistema Q -plag-ort- H_2O (LUTH et al., 1964; PLATEN, 1965)
- 19: Punto triple del Al_2SiO_5 (HOLDAWAY, 1971)

flawed out

transformando el granate. Por otra parte, en relación con este descenso de la presión total, puede haberse formado el cloritoide co-existente con glaucofana, habida cuenta que, en las metapelitas, este mineral sucede a la deerita.

En resumen, un gradiente geotérmico bajo aproxi-

madamente como el que se muestra en la figura 7.2, ha sido probablemente el que ha tenido lugar durante la primera fase de metamorfismo alpino. Este gradiente ha evolucionado posteriormente hacia presiones ambientales algo menos rigurosas y a temperaturas más elevadas, en las cuales se forman primero granate y después glaucofana y cloritoide.

SEGUNDA FASE DE METAMORFISMO

Durante esta segunda fase de metamorfismo alpino, (M₂), se formaron minerales sintectónicos de la fase de deformación relacionada y en condiciones estáticas respecto a ella. Si ha existido blastesis pre-D₂ no es posible diferenciarla petrográficamente de la post-D₁.

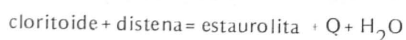
Las asociaciones minerales muestran un carácter "progresivo" en lámina delgada, de manera que un mineral sin-D₂ puede haber sido inestabilizado durante la fase post-D₂. Si este carácter progresivo temporal se refleja en una zonalidad metamórfica espacial o no, será objeto de discusión al final del capítulo.

Las asociaciones mineralógicas fundamentales formadas en esta fase de metamorfismo, han sido resumidas en las tablas 4.7, 4.26, 4.27 y 6.4.

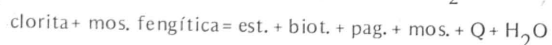
A) En las metapelitas relativamente ricas en Al₂O₃, cloritoide, distena, estaurolita y granate son frecuentes. El cloritoide y la distena son generalmente anteriores a la estaurolita, aunque intercrecimientos de cloritoide y estaurolita suelen ser comunes.

Estaurolita

No ha sido reconocida texturalmente la transformación de cloritoide en estaurolita, por lo que reacciones como las propuestas por GANGULY (1968) y HOSCHEK (1969)



no parecen haber sido, en estas rocas, las que han dado lugar a la estaurolita. En especial, las dos últimas son menos probables a la vista de la estabilidad textural de cloritoide y distena cuando están en contacto. Por ello probablemente la formación de estaurolita, como la del cloritoide, ha debido tener lugar a partir de equilibrios tales como (HOSCHECK, op. cit.; HOFFER, 1978),



la primera de las cuales se produce a 540-570° C en η entre 4-8kb, o bien



propuesta por HOFFER (1973, en WINKLER, 1975), la cual se produce a temperaturas ligeramente inferiores a la anterior. Esta reacción tiene lugar en rocas en las que la razón Mg/Mg + Fe en la clorita es mayor de 0.25. En las cloritas analizadas en este trabajo, el valor de dicha razón es del orden de 0.8.

Distena

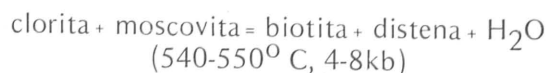
La formación de la distena, en las metapelitas de la formación del Cerro de los Lobos, está claramente relacionada con la inestabilidad de la pirofilita, según la reacción:



El límite superior de estabilidad de la pirofilita, en el equilibrio anterior, ha sido experimentalmente determinado por diversos autores. Entre otros, de los cuales KERRICK (1968) da referencias completas, los trabajos del autor anterior y de HEMLEY (1967) son bastante coincidentes. Los valores de P y T, obtenidos por ellos, marcan el límite máximo de estabilidad de la pirofilita en unos márgenes comprendidos entre 430-473° C entre 4-8kb respectivamente. No obstante, VELDE y KORNPROBST (1969), dan valores superiores de temperatura en condiciones de $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{total}}$, como las que probablemente se han producido en estas rocas durante esta fase de metamorfismo. El rango de temperatura oscila entre 515-535° C a 4 y 6kb respectivamente. A temperaturas algo superiores se produce la primera aparición de estaurolita en las metapelitas de composición adecuada, por lo que la distena en estas rocas se ha podido formar muy cerca del límite que marca el paso de grado bajo a medio de metamorfismo en las metapelitas.

Algunas de las rocas analizadas, en las formaciones de la Rambla del Agua y de las Piletas, muestran un contenido en Al₂O₃ suficientemente alto como para permitir la formación de distena. Sin embargo, este mineral falta en dichas rocas. En algunos casos, este hecho está relacionado con una inadecuada proporción de los componentes ferromagnesianos.

Por ejemplo, un valor relativamente alto de hierro puede favorecer la formación de granate y/o cloritoide, mientras que si el contenido en MgO es relativamente alto puede formarse distena junto a granate y cloritoide. Por ello, como indican NAGGAR y ATHERTON (1970), la falta de distena en algunas rocas ricas en alúmina puede ser explicada por los bajos valores de la razón M/FM, la cual debe ser mayor de 0.5, para que se forme distena, en el equilibrio propuesto por estos autores:



Las tablas 4.15, 4.16 y 4.17 muestran que las rocas con distena analizadas tienen valores superiores al límite propuesto por los autores mencionados. Sin embargo, en las rocas donde la cantidad de Al₂O₃ es suficientemente alta, pero que contienen distena, que son las que se discuten, la relación M/FM no supera dicho límite. La formación de biotita en esta fase de metamorfismo puede estar, en parte, relacionada con este equilibrio. De hecho, la biotita se presenta texturalmente estable con la distena.

Granate

Los análisis químicos por microsonda de granates muestran que los núcleos, generalmente sintectónicos de la fase de deformación D₂, son significativamente más ricos en espesartita y grossularita que el borde (tabla 4.1). Este cambio de composición, dependiente de variables extensivas e intensivas, se discutió en el apartado de datos químicos correspondiente a este mineral. Basta resaltar aquí el hecho de que esta zonación es la normal en un metamorfismo de carácter progresivo, como el que se propone para esta fase.

Geotermometría

El coeficiente de distribución de Fe y Mg entre biotita y granate coexistentes puede ser utilizado para calcular la temperatura del proceso metamórfico en que se han formado.

La temperatura calculada, a partir de este método químico, corresponde a la de un microsistema metamórfico definido espacialmente por el radio de movilidad del Fe y Mg —en este Microsistema en concreto— el cual no supera a algunos decímetros. Por esta razón, el valor de la temperatura debe ser considerada como la temperatura de equilibrio de granate y biotita para cada microsistema en particular, lo que explica las diferencias (dentro de un margen razonable) de temperatura deducidas en cada par analizado.

Sin embargo, el K_D no es función solamente de la temperatura sino también de variables de composición. Particularmente, depende de la sustitución de otros elementos en el granate (Ca y Mn) y en la biotita (Al, Ti, Fe³⁺, en coordinación octaédrica), como sugieren, entre otros, SAXENA (1969), FROST (1962), ALBEE (1965), DAHL (1969, 1972), GOLDMAN y ALBEE (1977) y STEPHENSON (1979). Variaciones de la presión han sido también sugeridas como posible fuente de influencia en el K_D . Con objeto de cuantificar estas posibles variaciones se han tenido en cuenta las correc-

TABLA 7.1

Valores del $K_{Dgr-bio}^{Fe-Mg}$ calculados a partir de las tablas 4.1, 4.3 y 4.11

	1	2	3	4	5	6*
	C.709	C.701	C.71	C.840	C.739	C.732
K_D	0.137	0.090	0.176	0.152	0.133	0.081
T° C	482±6	382±6	555±6	510±6	474±	361±6
Valores de temperatura en las rocas del zócalo						
	7	8	9	10		
	CH.27	2.12.6	H.155	H.125		
K_D	0.194	0.179	0.180	0.195		
T° C	588±6	563±6	565±6	592±6		
Valores de temperatura en las rocas de la cobertera						

* Rocas de la Unidad de Cerro Bermúdez

ciones de SAXENA para los elementos Mn, Ca y Ti. No ha sido hecha la misma corrección para el Al^{VI} ya que GUIDOTTI et al (1977), muestran que la proporción de este elemento, en coordinación octaédrica, en la biotita es independiente de la razón Mg/Fe. La fórmula de FERRY y SPREAR (1978) ha sido utilizada en este trabajo, ya que cuantifica la posible influencia de la presión en este coeficiente. No obstante, como advierten estos mismos autores, las variaciones se pueden considerar mínimas (la variación de temperatura entre 4 y 8kb es de 0.01).

Los resultados obtenidos aplicando el K_D de PERCHUK (1977) son del orden de 30^o C más bajos. No obstante, dicha gráfica está calculada teniendo en cuenta el contenido en MnO de la biotita, componente que no ha sido analizado en las biotitas estudiadas, por lo que prefieren los resultados que figuran en las tablas anteriores.

Los valores más elevados de temperatura en las metapelitas de la cobertera pueden ser debidos a que se han seleccionado rocas en las cuales las asociaciones formadas en la fase sin-D₂ muestran indicios texturales claros de inestabilidad, por aumento de temperatura, en la fase estática post-D₂. Por otra parte, las rocas de la Unidad de Cerro Bermúdez han alcanzado temperaturas de equilibrio menores que en la Formación del Raposo. Esto está de acuerdo con las deducciones petrológicas hechas, a partir de las asociaciones mineralógicas, en el apartado anterior. Dichas asociaciones indican que aquella unidad ha sufrido un proceso de metamorfismo de menor temperatura que el que ha afectado a la mayor parte de las rocas de la Unidad de Charches.

Micas incoloras

Hacia el final de la fase estática post-D₂ se alcanza la temperatura máxima de esta fase y del metamorfismo alpino en el área estudiada. En ella se producen las transformaciones del cloritoide, estauroлита y distena a mica incolora, dando lugar a pseudomorfos como los descritos en el texto y por GOMEZ-PUGNAIRE (1979). Estas formaciones han sido producidas probablemente por aumento de temperatura (GUIDOTTI, 1968). No obstante la(s) reacción(es) en términos mineralógicos que ha llevado a estas transformaciones son muy difíciles de escribir sobre todo en el caso del cloritoide y de la estauroлита, ya que en la mayor parte de los casos, el único producto de la reacción es la mica incolora. Equilibrios tales como los descritos por RICHARDSON (1968), SCHREYER (1968), HOSCHEK (1969) y ALBEE (1972) pueden haber tenido lugar. Sin embargo, las reacciones propuestas por GUIDOTTI (1968, 1970, 1974) explican mejor las observaciones hechas en lámina delgada.

Al respecto de este tema, en un capítulo anterior se

ha argumentado sobre la existencia de una alta actividad de H₂O y alcalinos en esta fase. En estas condiciones el campo de estabilidad de la estauroлита se reduce (KORIKOVSKII, 1969a, b, c, 1970, FED'KIN, 1970). Por otra parte, estas transformaciones se han producido dentro del campo de estabilidad de la paragonita + cuarzo, ya que la paragonita ha cristalizado en los pseudomorfos de mica incolora mencionados.

La distribución de Na y K entre la moscovita y la paragonita, coexistentes en los pseudomorfos, ha sido utilizada como geotermómetro. Las tablas 7.2 y 7.3 muestran los análisis por microsonda de nueve moscovitas y siete paragonitas coexistentes. Algunos de estos análisis han sido realizados en la mica de tamaño sericítico descrita en el apartado de metamorfismo pre-alpino, cuyos resultados, perfectamente comparables con la mica formada en esta segunda fase de metamorfismo alpino, muestran que han sido, sino texturalmente, sí químicamente

reestructuradas. Los análisis químicos han sido realizados haciendo énfasis especialmente en analizar micas estrictamente coexistentes con objeto de que puedan considerarse como partes del mismo sistema químico. La tabla 7.4 muestra la composición química media de las moscovitas y paragonitas en cada muestra. La variabilidad de los componentes químicos, especialmente de aquellos que van a ser usados como geobarómetro, es suficientemente pequeña como para que los valores medios puedan considerarse como representativos.

Tomando en consideración los trabajos experimentales de IYAMA (1964), EUGSTER et al (1972), THOMPSON (1974) y CHATTERJEE y FROESE (1975), y usando el geotermómetro basado en el solvus moscovita-paragonita propuesto por EUGSTER et al (op. cit.), el valor obtenido de temperatura en el limbo de la paragonita es de 670^o C y de 615^o C en el de la moscovita. Discrepancias de este tipo son sistemáticas en este solvus

TABLA 7.2

Análisis químicos de moscovitas

	SECCION 1					SECCION 2			
	MOSC.-1	MOSC.-2	MOSC.-3	MOSC.-4	MOSC.-5	MOSC.-6	MOSC.-7	MOSC.-8	MOSC.-9
SiO ₂	43.125	45.408	46.082	45.340	45.948	45.792	46.125	46.234	46.242
Al ₂ O ₃	37.264	36.889	36.913	36.886	37.125	37.133	37.059	37.117	37.203
FeO	0.747	0.824	0.999	0.747	0.771	0.791	0.902	0.850	0.746
TiO ₂	0.263	0.345	0.258	0.217	0.210	0.126	0.173	0.176	0.154
MnO	—	—	—	0.001	0.027	—	—	—	—
MgO	0.275	0.464	0.594	0.385	0.256	0.262	0.251	0.336	0.319
CaO	0.023	0.012	0.014	0.026	0.025	0.349	0.332	0.352	0.348
Na ₂ O	1.783	1.724	1.634	1.813	1.567	1.729	1.743	1.814	1.853
K ₂ O	7.983	8.251	8.090	7.981	7.821	8.123	8.309	8.363	8.150
H ₂ O	6.650	6.180	5.550	6.710	6.350	5.790	5.190	4.840	5.070
Total	100.100	100.100	100.080	100.110	100.100	100.090	100.080	100.080	100.080

FORMULA CALCULADA SOBRE 22 oxígenos

Si	6.039	6.059	6.097	6.071	6.111	6.080	6.095	6.090	6.094
Al	1.961	1.941	1.903	1.929	1.889	1.920	1.905	1.910	1.906
Al	3.916	3.860	3.853	3.893	3.930	3.891	3.866	3.852	3.872
Fe	0.084	0.092	0.111	0.084	0.086	0.088	0.100	0.094	0.082
Mg	0.055	0.092	0.117	0.077	0.051	0.052	0.049	0.066	0.063
Mn	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ti	0.026	0.035	0.026	0.022	0.021	0.013	0.017	0.017	0.015
Total	4.080	4.070	4.107	4.076	4.091	4.044	4.032	4.029	4.032
K	1.363	1.405	1.365	1.363	1.327	1.376	1.401	1.405	1.370
Na	0.463	0.446	0.419	0.471	0.404	0.445	0.447	0.463	0.474
Ca	0.003	0.002	0.002	0.004	0.004	0.050	0.047	0.050	0.049
Total	1.829	1.853	1.786	1.838	1.735	1.871	1.895	1.918	1.893
Total Al	5.877	5.801	5.756	5.822	5.819	5.811	5.771	5.762	5.778
Na/Na+ K	0.253	0.241	0.233	0.257	0.233	0.244	0.242	0.248	0.257
Total (Mg+ Fe)	0.139	0.184	0.228	0.161	0.137	0.140	0.149	0.160	0.145
Mg/Fe	0.655	1.000	1.054	0.917	0.593	0.591	0.490	0.702	0.768

y, generalmente, el valor de la temperatura estimada a partir de la moscovita suele estar en mejor acuerdo con las asociaciones naturales (p.e. BAL-TATZIS y WOOD 1977). No obstante se debe hacer notar que esta temperatura de 615^o C representa el valor mínimo, ya que los trabajos experimentales de IYAMA y EUGSTER et al. han sido llevados a cabo en condiciones de baja presión (1kb y 1.07kb respectivamente), pero la presión durante esta fase de metamorfismo que se discute ha sido, sin duda, más elevada. Un incremento de presión afecta a este solvus en el sentido de ensanchar y levantar los limbos de la curva, por lo que el valor de 0.25 Na/Na + K en el limbo de la moscovita puede dar temperaturas ligeramente más altas (ver THOMPSON, op. cit.).

Teniendo en consideración estos valores de temperatura así como las curvas de equilibrios de la figura 7.2 y recordando que en estas rocas no se ha sobrepasado el límite de estabilidad de la paragonita + cuarzo, se pueden estimar unas condiciones

mínimas de presión de 6.5kb. Lo cual está de acuerdo con las estimaciones hechas independientemente, en los párrafos anteriores, sobre otras observaciones en los minerales coexistentes.

De los resultados anteriores pueden ser deducidas las siguientes consideraciones: la temperatura estimada anteriormente esta próxima al inicio de la anatexia (ver figura 7.2). Esto implica que durante la segunda fase de metamorfismo alpino ha podido producirse, en esta región, fusión crustal. Los niveles actualmente aflorantes en la Sierra de Baza no deben ser mucho más superficiales que aquellos en los que la anatexia ha podido comenzar. Unas pocas decenas de grados de temperatura más alta pueden ser suficientes para entrar en el campo de la fusión parcial, o lo que es lo mismo, pocos centenas de metros, considerando el gradiente geotérmico que puede ser razonablemente supuesto para este tipo de metamorfismo. Consecuentemente, es posible que datos de campo adicionales puedan revelar la presencia de migmatitas, en las zonas en las

TABLA 7.3

Análisis químicos de paragonitas

	SECCION 1				SECCION 2		
	PAR.-1	PAR.-2	PAR.-3	PAR.-4	PAR.-5	PAR.-6	PAR.-7
SiO ₂	46.746	46.236	46.599	46.591	45.736	47.171	46.875
Al ₂ O ₃	39.705	39.602	39.09	39.911	40.204	39.485	39.939
FeO	0.291	0.397	0.482	0.591	0.396	0.589	0.793
TiO ₂	0.166	0.107	0.154	0.081	0.016	0.079	0.115
MnO	—	—	—	—	—	—	—
MgO	0.127	0.106	0.154	0.147	0.110	0.185	0.158
CaO	0.267	0.269	0.270	0.642	1.054	0.567	0.669
Na ₂ O	6.170	6.230	6.144	6.160	5.982	5.913	6.107
K ₂ O	1.540	1.736	1.687	1.488	1.305	1.566	1.436
H ₂ O	5.100	5.430	5.530	4.510	5.310	4.540	4.000
	100.120	100.120	100.120	110.100	100.120	100.090	100.080

FORMULA CALCULADA SOBRE 22 OXIGENOS

Si	5.992	5.964	6.013	5.954	5.890	6.021	5.961
Al	2.008	2.036	1.987	2.046	2.110	1.979	2.039
Al	3.991	3.984	3.958	3.965	3.993	3.961	3.948
Fe	0.031	0.043	0.052	0.060	0.043	0.063	0.084
Mg	0.024	0.020	0.030	0.028	0.021	0.035	0.030
Mn	—	—	—	—	—	—	—
Ti	0.016	0.010	0.015	0.008	0.002	0.008	0.011
	4.062	4.057	4.055	4.061	4.059	4.067	4.073
K	0.252	0.286	0.278	0.243	0.214	0.225	0.233
Na	1.534	1.558	1.537	1.526	1.494	1.463	1.506
Ca	0.037	0.037	0.037	0.088	0.145	0.077	0.091
	1.823	1.881	1.852	1.857	1.853	1.765	1.830
Total Al	5.999	6.020	5.945	6.011	6.103	5.940	5.987
Na/Na+ K+ Ca	0.841	0.828	0.830	0.821	0.806	0.829	0.823
Total (Mg+ Fe)	0.055	0.063	0.082	0.088	0.064	0.098	0.114
Mg/Fe	0.774	0.465	0.577	0.467	0.488	0.556	0.357

TABLA 7.4

Composiciones químicas medias de moscovitas y paragonitas

MOSCOVITA

	SECCION 1		SECCION 2	
	\bar{X}	desv.S	\bar{X}	desv.S
SiO ₂	45.580	0.412	46.098	0.211
Al ₂ O ₃	37.015	0.171	37.128	0.059
FeO	0.817	0.106	0.822	0.068
TiO ₂	0.258	0.053	0.157	0.022
MnO	0.014	0.018	—	—
MgO	0.394	0.139	0.292	0.041
CaO	0.020	0.006	0.345	0.008
Na ₂ O	1.704	0.102	1.784	0.058
K ₂ O	8.025	0.158	8.236	0.117
H ₂ O	6.278	0.486	5.222	0.405
	100.105		100.070	

PARAGONITA

	SECCION 1		SECCION 2	
	\bar{X}	desv.S	\bar{X}	desv.S
Al ₂ O ₃	46.527	0.262	46.593	0.618
FeO	39.465	0.329	39.884	0.297
FeO	0.390	0.095	0.592	0.162
TiO ₂	0.142	0.031	0.072	0.041
MnO	—	—	—	—
MgO	0.129	0.240	0.150	0.031
CaO	0.268	0.001	0.733	0.218
Na ₂ O	6.181	0.044	6.040	0.113
K ₂ O	1.654	0.102	1.448	0.109
H ₂ O	5.353	0.225	4.590	0.540
	100.155		100.099	

MOSCOVITA

	SECCION 1 y 2		SECCION 1 y 2	
	\bar{X}	desv.S	\bar{X}	desv.S
SiO ₂	45.810	0.419	46.564	0.464
Al ₂ O ₃	37.065	0.139	39.705	0.361
FeO	0.819	0.085	0.505	0.166
TiO ₂	0.213	0.067	0.102	0.050
MnO	0.014	0.018	—	—
MgO	0.349	0.115	0.141	0.028
CaO	0.164	0.171	0.534	0.292
Na ₂ O	1.740	0.091	6.100	0.112
K ₂ O	8.119	0.173	1.536	0.146
H ₂ O	5.808	0.699	4.917	0.573
	100.087		100.103	
Na	0.448	0.023	1.516	0.031
K	1.375	0.025	0.247	0.026
Na/Na + K	0.245	0.009	0.857	0.013

que rocas algo más profundas que las estudiadas hayan sido expuestas a la erosión.

Un particular uso geotermométrico del solvus Mo-Pg ha sido propuesto por ROSENFELD et al (1958) y ZEN y ALBEE (1964). Ambos autores han considerado como dependiente de la temperatura el valor resultante de la ecuación:

$$D = d_{002}(\text{mos}) - d_{002}(\text{pg})$$

Este valor debe ser inversamente proporcional a la temperatura. En este caso, sin embargo, la aplicación de dicha fórmula no ha sido del todo satisfactoria. Esto es probablemente debido a la influencia de un número determinado de factores que, sin la corrección conveniente, dificultan el uso de este geotermómetro.

Para corregir el error de D en la fórmula anterior, impuesto por el contenido en celadonita, el cual varía el d₀₀₂ de la moscovita, GUIDOTTI y SASSI (1976) han sugerido un método que se basa en el uso del parámetro D, como valor del período basal de la moscovita, que corresponde a una mica que contenga la misma cantidad de Na que la analizada y el factor RM = 0. Este factor cuantifica el contenido en celadonita en las ecuaciones de CIPRIANI et al (1968). El método operativo está representado en la figura 7.3a por las líneas discontinuas.

La tabla siguiente muestra los espaciados basales obtenidos por rayos-X (entre paréntesis) y corregi-

	d ₀₀₂ (mo)	b ₀ (mo)	d ₀₀₂ (pg)
C.234	9.927(9.908)	8.995	9.635
C.241	9.909(9.890)	8.994	9.641
C.301	9.931(9.914)	8.995	9.635
H. 61	9.924(9.912)	8.990	9.640
H.104	9.915(9.901)	8.991	9.628
H.261	9.932(9.914)	8.995	9.640
C.280 (*)	9.919(9.900)	8.992	9.635
C.292	9.905(9.891)	8.990	9.640
C.297	9.904(9.901)	8.981	9.635
C.298	9.910(9.908)	8.984	9.640
C.325 (*)	9.920(9.905)	8.993	9.642
C.336 (*)	9.910(9.895)	8.991	9.642
C.350	9.910(9.897)	8.990	9.637
C.359	9.924(9.913)	8.990	9.640
C.639 (*)	9.937(9.917)	8.996	9.635
C.653 (*)	9.913(9.892)	8.995	9.640
C.657	9.920(9.918)	8.984	9.638
C.751 (*)	9.912(9.903)	8.987	9.642
H. 42	9.907(9.905)	8.982	9.642
H. 90	9.912(9.918)	8.985	9.640
H.125	9.902(8.899)	8.982	9.645

(*) Rocas de la Formación de las Piletas. Las cinco primeras muestras son de la Formación del Raposo. El resto de la de la Rambla del Agua.

dos por el método mencionado, junto al b_0 de la moscovita y al espaciado basal de la paragonita.

El número de datos analíticos es pequeño, en parte debido a la escasez de paragonita en las series de cobertera. La correlación con el grado de metamorfismo, por medio de la recta de regresión de ZEN y ALBEE (op. cit.), ha sido hecha usando el espaciado basal de la moscovita corregido. Los resultados obtenidos se muestran en la figura 7.3b. Pueden considerarse válidos, habida cuenta de que en todas las rocas analizadas existe estauroлита.

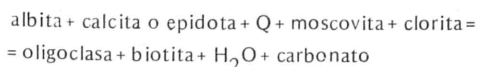
Anfíbol

En las metapelitas más ricas en hierro y relativamente más pobres en alúmina (tablas 4.15 y 4.16), las asociaciones mineralógicas están constituidas esencialmente por albita ± oligoclasa, granate, epidota y anfíbol. Algunas de ellas, las más ricas en Al_2O_3 y con más alto valor de la razón $Mg/Mg + Fe^{2+}$, presentan además, distena.

El anfíbol es una hornblenda con cantidades variables de sodio y sílice para la misma proporción de $Mg/Mg + Fe$. Esto sugiere, como propone ERNST (1979), que este tipo de anfíbol verde-azul (barroisita) sea un término intermedio de un hipotético solvus actinolita-glaucófana. Proporcionalmente, las condiciones de estabilidad de este miembro intermedio de la serie están comprendidas entre las de los miembros finales. Así, ERNST (op. cit.) calcula un rango de estabilidad que oscila entre $360-550^{\circ}C$ y entre 4 y 10kb. El mayor contenido en componente actinolítico de los anfíboles verde-azulados del área estudiada, debe producir una mayor estabilidad de este mineral a temperaturas algo más elevadas. La barroisita procede probablemente de glaucófana, habida cuenta que relictos de esta última son inclusiones comunes en cristales de granate coexistentes con el anfíbol verde-azul.

Plagioclasa

La plagioclasa, coexistiendo con epidota en prácticamente todas las muestras, es albita, parte de la cual ha podido formarse en relación con la fase de metamorfismo post-D1. Sobre la formación de este mineral ya se ha tratado más extensamente en un apartado anterior. El borde de muchos cristales se enriquece en componente anortítico en la fase post-D2, probablemente coincidiendo con el tránsito de grado bajo a grado medio de metamorfismo (WINKLER, 1974). al mismo tiempo se produce biotita, por lo que la formación de ambos minerales puede estar relacionada con un equilibrio como el que sigue, propuesto por MIYASHIRO (1973):



Minerales de titanio

En esta misma fase se produce la transformación de

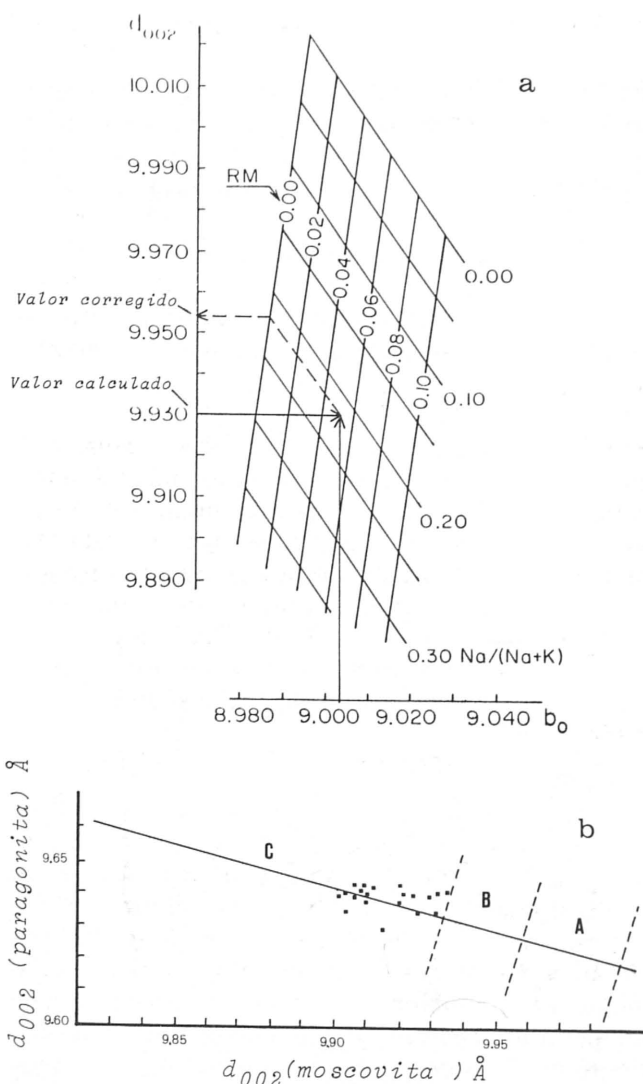
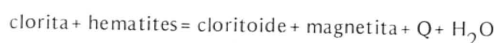


Figura 7.3 (a, b)

(a) Método utilizado para corregir el espaciado basal (d_{002}) de la moscovita, sugerido por GUIDOTTI y SASSI (1976). (b) Espaciado basal de la moscovita y la paragonita en las rocas con estauroлита del área estudiada. Gráfica de ZEN y ALBEE (1964). A: zona de la biotita; B: zona del almandino; B: zona de la estauroлита + distena

rutilo y titanita (esta última sobre todo en los términos de transición a mármoles) e ilmenita. Igualmente, la mena opaca que recristaliza en esta fase es más rica en magnetita (o es magnetita con relativamente alto contenido en ilmenita). Ambas transformaciones pueden estar en relación con una progresiva reducción de la mena opaca con el aumento de temperatura (ZEN, 1963, WESTRA, 1970, MIYASHIRO, 1973, GREW, 1974). Estos mismos cambios de composición se producen en las rocas de composición básica. No obstante, dichas variaciones no pueden considerarse como una regla general, habida cuenta que la presencia de materia carbonosa en muchas metapelitas (o de carbonato) influye sobre el estado de oxidación de la roca y por tanto de la mena opaca presente. Como corola-

rio, se puede concluir que parte de los cristales de cloritoide han podido formarse gracias a la mayor estabilidad en esta fase de la magnetita con respecto a la hematites, cuya reacción con la clorita ha podido dar lugar a cloritoide, de acuerdo con el equilibrio propuesto por MIYASHIRO (op. cit.):



el cual ha podido producirse con el aumento de temperatura concomitante al comienzo de esta fase.

B) En las rocas de composición básica, la tabla 4.26 esquematiza las transformaciones mineralógicas más importantes que se producen durante el proceso de anfibolitización que tiene lugar en esta fase de metamorfismo. Cabe destacar el carácter progresivo de las mismas en el sentido de que la plagioclasa neoformada, en las anfibolitas que proceden de eclogitas, está constituida por núcleos de composición albítica y aureolas de oligoclasa sódica.

Granate

El granate cambia de composición enriqueciéndose en almandino (análisis 5 y 6, tabla 4.20) al tiempo que pierde piropero. Un cambio de este tipo es lo habitual cuando, como en este caso, el metamorfismo evoluciona hacia gradientes geotérmicos más elevados. Un granate rico en piropero es estable solamente en condiciones de presión elevada y baja temperatura (del orden de 9kb a 350°C como límite mínimo de estabilidad según los datos experimentales de BOYD y ENGLAND, 1959, en MIYASHIRO, op. cit.).

Geotermometría

Con objeto de calcular la temperatura de equilibrio de granate y anfíbol ha sido calculado el K_D^{Ca} . El método empleado ha sido el de PERCHUCK (1968) sobre el que se basa el gráfico de MOTTANA (1970). La figura 7.1 es una reproducción de éste, en el cual han sido representadas la media de los granates y hornblendas analizadas (tabla 4.20, análisis 6 y 8). El resultado obtenido corresponde a las facies de las anfibolitas transicional a los esquistos con glaucófana.

El $K_D^{\text{Fe-Mg}}$ ha sido calculado entre los núcleos de los granates y el clinopiroxeno que, junto con la albíta, constituye el borde simplectítico de un clinopiroxeno más rico en jadeíta (comparar análisis 2 y 3 en la tabla 4.32). El valor del $K_D = 15.24$. La figura 20 de ERNST (op. cit. p. 336) permite calcular las condiciones de equilibrio entre estos dos minerales. Dichas condiciones son de 564-590°C entre 4-9kb.

Cristales de anfíbol verde-azul, con relictos de glaucófana en el centro de los mismos (análisis 3 y 4,

tabla 4,21), se encuentra también en equilibrio con granates del tipo anterior, cuyos análisis están comprendidos en la media que se muestra en la tabla 4.20 (análisis 6). Este anfíbol es de los más pobres en sodio, por lo que posiblemente represente una reestructuración química del mineral durante el clímax térmico de esta fase de metamorfismo. El $K_D^{\text{Fe-Mg}}$ es de 14.0, lo que traducido a condiciones de P-T equivale a 574-607°C entre 4-8kb. Estos valores son perfectamente comparables con los obtenidos de las observaciones petrográficas sobre las asociaciones minerales y de los K_D entre granate y biotita, en las metapelitas. Asimismo, los datos de geotermometría de las micas incoloras dan resultados muy semejantes.

En resumen, para esta fase de metamorfismo, un gradiente de presión intermedio, tal como el que refleja la fig. 7.2 parece lo más probable a partir de los datos aportados. En dicha figura se incluyen, como dato adicional indicador, las curvas univariantes que representan los equilibrios más significativos mencionados en el texto.

TERCERA FASE DE METAMORFISMO

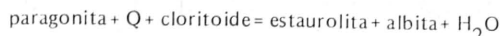
Esta fase de metamorfismo coincide con una de deformación (D3), cuyos efectos han sido descritos en el capítulo de geología estructural. La asociación de minerales formada en las metapelitas ha sido resumida en la tabla 4.7.

Son las metapelitas y metapsamitas las que proporcionan mayor número de datos respecto a cómo se ha desarrollado el metamorfismo en esta fase. Probablemente, lo más significativo sea la neoformación de minerales que habían sido inestabilizados en la fase anterior, como p.e. cloritoide, distena y estauroлита. En la etapa sincinemática se forman albíta y grandes cristales de cloritoide (con numerosas inclusiones de distena y estauroлита formadas en la fase post-D2). Asimismo, es evidente una nueva fase de recristalización de mena opaca (generamente magnetita), biotita y clorita. Estas últimas, a veces, están orientadas paralelamente a las superficies axiales de los pliegues formados durante esta fase. Neoblastesis de biotita es también frecuente durante la fase estática post-D3.

Por otra parte, se propone recristalización de distena, estauroлита, albíta y oligoclasa, sobre la base de los siguientes argumentos:

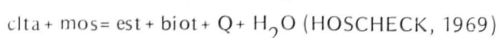
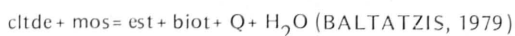
a) en las rocas en las que existen cristales de cloritoide, casi totalmente pseudomorfizados por mica incolora (moscovita y paragonita) + clorita, nuevos cristales de estauroлита —pequeños, idiomorfos y texturalmente muy diferentes a los de la fase post-D2— se han formado probablemente a expensas de dichos agregados, ya que, comúnmente, se encuen-

tran asociados a ellos. En algunas de estas rocas, además, pequeños cristales de albita + oligoclasa son probablemente coexistentes con estauroлита. Un equilibrio del tipo propuesto por CRUICKSHAUK y GHENT (1978), puede haber tenido lugar en las rocas que se discuten:



el cual se produce a 583°C y $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{total}} = 5\text{kb}$.

En otras asociaciones, neoformación de biotita, coexistente con estauroлита, es muy común. Dos equilibrios han sido propuestos para explicar la formación de ambos minerales, mutuamente coexistentes:



Ambos equilibrios están de acuerdo con las observaciones texturales. Si el cloritoide sigue persistiendo en estas asociaciones es debido a su incompleta eliminación en la reacción anterior. Este tipo de equilibrios, en los cuales no existe el granate, como es el caso que se discute, se producen en rocas de composición más rica en MgO, dentro del campo de las metapelitas ricas en Al_2O_3 . Aunque no se dispone de análisis de estas rocas en concreto, la presencia de distena en las mismas láminas delgadas, indica que las rocas en cuestión están dentro del campo de composición mencionado (NAGGAR y ATHERTON, 1970).

b) como ya se indicó anteriormente, parte de los cristales de distena, en las rocas de la cobertera, pueden ser atribuidos a esta fase de metamorfismo. Estos cristales texturalmente se encuentran:

1) helicíticos de los pliegues P₂ y sin "halos de flattening", como sucede durante la segunda fase de metamorfismo. Por otra parte, no presentan indicios de transformación a mica incolora, característica casi general de los peciloblastos de la segunda fase.

2) se presentan como pequeños cristales idiomorfos, formados en relación con pseudomorfos de estauroлита constituidos por mica incolora. No muestran signos de corrosión por este último mineral.

Ambas características texturales inclinan a la autora en favor de la hipótesis de que esta distena se ha formado en esta tercera fase de metamorfismo.

En las rocas básicas, no parecen inestabilizarse las asociaciones mineralógicas anteriormente formadas y discutidas en el apartado anterior.

CUARTA FASE DE METAMORFISMO

En relación con la fase de deformación D₄ y, sobre todo, posteriormente a ella, se producen las transformaciones retrógradas, sobre todo de los minerales ferromagnesianos tales como granate, anfíbol, cloritoide, estauroлита y biotita. Todos ellos son parcial o totalmente transformados a clorita.

Esta fase está en relación con los estadios finales, a baja temperatura, del metamorfismo alpino, lo cual ha sido probablemente producido por la ascensión a niveles más superficiales de la corteza de las secuencias de rocas implicadas en este proceso metamórfico. Esta ascensión debe estar relacionada con un reajuste isostático de la corteza, al concluir la tectónica compresiva que provocó la "intrusión" de material menos denso en niveles relativamente profundos de la corteza.

El carácter postcinemático de las transformaciones mencionadas es evidente, habida cuenta la falta de orientación preferencial y/o de texturas relacionadas con deformación tectónica. Solamente en relación con la tectónica de corrimiento o distensiva final, en condiciones mucho más superficiales, se vuelven a encontrar texturas de deformación, e incluso blastesis de clorita, en las rocas cercanas a los contactos tectónicos formados en dichas fases.

ALGUNOS ASPECTOS GENERALES DEL METAMORFISMO ALPINO

La fig. 7.4 es un intento de representación esquemática de la relación entre las sucesivas fases de deformación y de blastesis y todo ello con respecto a la evolución térmica del metamorfismo alpino. De ella se puede deducir que dicha evolución en el Complejo Nevado-Filábride, como ha sido repetidamente mencionado a lo largo del texto, es claramente polifásica y plurifacial en el sentido de DE ROEVER (1972). Es decir, que estas rocas han sido metamorfizadas en más de una facies metamórfica. Sin embargo, son también plurifaciales en el sentido de que han sido metamorfizadas en más de una serie de facies (MIYASHIRO, 1961, 1967).

De hecho, la fig. 7.2 permite observar que la primera fase de metamorfismo tuvo lugar bajo un gradiente de alta presión, en tanto que el carácter bórico de la segunda y tercera fases es de presión intermedia. La misma figura permite estimar aproximadamente el gradiente geotérmico durante la primera fase de metamorfismo entre 9 y $18^\circ\text{C}/\text{km}$ (de 9-14 Kb entre $350\text{-}500^\circ\text{C}$), en tanto que un gradiente del orden de $18\text{-}28^\circ\text{C}/\text{km}$ puede ser deducido para la segunda y tercera fases.

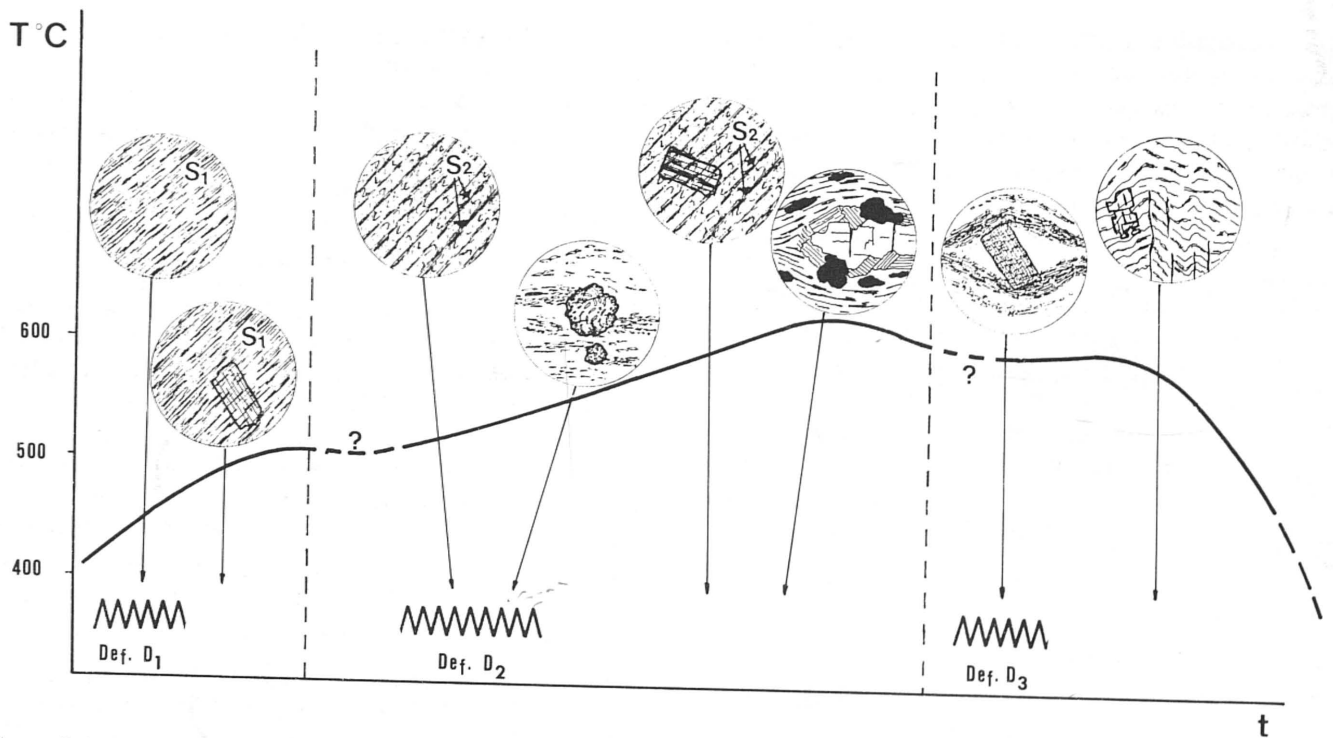


Figura 7.4

Evolución aproximada de la temperatura durante el metamorfismo alpino en las rocas de la Sierra de Baza y en las fases 1^a, 2^a y 3^a (línea de trazo grueso). Representación gráfica de las relaciones entre las diferentes fases de deformación y de blastesis. El dimax térmico se intenta representar por los pseudomorfos de mica incolora a partir de minerales post-D2, tales como estaurolita y distena, descritos en el texto

Estos datos permiten proponer que la evolución temporal del metamorfismo alpino ha consistido en un progresivo aumento de la temperatura y concomitante descenso de la presión total. Esta hipótesis está reflejada en la fig. 7.2 por la dirección de las flechas. Las más delgadas indican la evolución en términos P-T deducida en las dos series de facies diferenciadas y la más gruesa la del conjunto. Como se puede observar, los datos obtenidos en el área estudiada parecen indicar que no ha existido solución de continuidad alguna entre las respectivas fases de metamorfismo. De hecho, el tránsito de la facies de los esquistos con glaucofana a la asociación de baja temperatura de la segunda fase de metamorfismo, en la cual son estables o han sido neoformados cloritoide, distena y granate, está de acuerdo con la hipótesis propuesta ya que implica la evolución de la primera hacia un gradiente geotérmico más elevado, con el consiguiente aumento de temperatura y disminución de la presión total.

Entre la segunda y tercera fases, existe un aparente descenso de temperatura, el cual puede ser solamente aparente. Como se ha discutido en el apartado anterior, neoformación de minerales inestabilizados en la fase post-D2 es propuesta en la tercera fase. Sin embargo, en el texto y en GOMEZ-PUGNAIRE (1979) se puntualiza que dicha inestabilidad se produce, no sólo por un aumento de temperatura sino también debido a una alta actividad de álcalis y H₂O, provocada por el cese de los esfuer-

zos compresivos de la fase de deformación D2 (ver capítulo: Consideraciones sobre algunos aspectos petrológicos). El valor máximo de la temperatura no ha superado el límite de estabilidad de la distena y estaurolita, por lo que las transformaciones aludidas se producen dentro del campo de estabilidad P-T de los minerales referidos. Esto es evidente en la fig. 7.2. Es probable que el comienzo de una nueva fase de deformación (D3) paralizara la situación anteriormente creada (y que ha permitido el proceso de transformación mencionado) y prueba de ello son los numerosos relictos de estaurolita, distena y cloritoide que aún persisten.

En este orden de cosas cabe resaltar que, sin un descenso importante de la temperatura que marque una discontinuidad evidente y sin dataciones radiométricas que permitan investigar la diferencia temporal entre cada fase, es muy difícil establecer si las fases de deformación mencionadas son parte de un mismo acontecimiento metamórfico o se trata de acontecimientos distintos. La definición de este término ("event", de SUTTON, 1964) como un conjunto de fases de deformación y blastesis que han sido distinguidas en el área estudiada, máxime cuando la evolución temporal de las condiciones P-T, aparece progresiva y no discontinua. Una razón más que inclina a la autora en favor de esta nomenclatura es la relación genética, que se propone a continuación, entre todas las fases de metamorfismo.

Una serie de facies intermedia, como la propuesta para la segunda y tercera fase de metamorfismo, suele estar genéticamente relacionada con series de facies de baja (p.e. en el Complejo Alpujarride) o de alta presión (p.e. Sambagawa). La diferencia esencial, y prácticamente generalizada entre ambos tipos, estriba en la existencia o no de un cortejo granítico s.l. acompañante, el cual está bien desarrollado en el primer caso, en tanto que en el segundo el nivel principal de intrusión de los cuerpos graníticos (o de la fusión parcial) se sitúa por debajo de las rocas aflorantes (MIYASHIRO, 1973).

La falta (escasez?) de rocas graníticas asociadas así como la estrecha relación entre ambos tipos de metamorfismo (las rocas afectadas en ambas series de facies son las mismas) parece indicar que, en el Complejo Nevado-Filábride, la causa de la anomalía geotérmica que dio lugar a ambos tipos de metamorfismo ha sido la misma.

Es suficientemente bien conocida, después de los trabajos de MIYASHIRO (1961), HASEBE et al. (1970), OXBURGH y TURCOTTE (1971) y TOKSOZ et al. (1971), la relación entre el metamorfismo de alta presión y la subducción de una placa litosférica, cuyo descenso puede producir un bajo gradiente geotérmico causante de dicho tipo de metamorfismo. El desarrollo de una serie de facies de alta o intermedia presión es una consecuencia de la velocidad de descenso de la placa litosférica: sólo en caso de que esta sea suficientemente alta se desarrolla la facies típica de alta presión (MIYASHIRO, 1972; ERNST, 1972).

Generalmente, en los terrenos en los que se ha producido un proceso de este tipo, una reacción de carácter isostático puede provocar la ascensión de las rocas implicadas a niveles menos profundos de la corteza. Esto produce una gradual estabilización del gradiente geotérmico normal, cuyos efectos pueden llegar a borrar las características mineralógicas de las rocas formadas a alta presión, produciendo reajustes mineralógicos hacia asociaciones de mayor temperatura y menor presión (p.e. Sambagawa y los Alpes, ERNST, 1971).

Las rocas estudiadas en este trabajo muestran, como se ha visto, virtuales o completas transformaciones de las asociaciones de alta presión a la facies de los esquistos verdes y de las anfibolitas almandínicas. Esta superposición de asociaciones puede ser explicada en los términos que se acaban de mencionar, es decir, en relación con la ascensión y concomitante restablecimiento del gradiente geotérmico normal, de las rocas implicadas en la subducción hacia niveles menos profundos de la corteza.

Probablemente, varios procesos han tenido lugar hasta llevar a las rocas a su posición actual. Por una parte, la disminución de la velocidad de la subducción de la placa litosférica provocaría la recupera-

ción, más o menos lenta, de las isoterms, al tiempo que se iniciaba el ascenso del Complejo. La evolución térmica deducida coincide, aproximadamente, con los datos obtenidos en el área estudiada (ver las flechas de la fig. 7.2).

Sin embargo, la autora reconoce que todas y cada una de las hipótesis formuladas son, aunque congruentes con las observaciones realizadas, indemostrables en su totalidad hasta no disponer de datos radiométricos que permitan verificar la realidad de las proposiciones que se han hecho. En el capítulo final se indican otras alternativas sobre la evolución del metamorfismo alpino, propuestas por otros autores, que pueden ser tan congruentes con los datos obtenidos por ellos como las que aquí se proponen. La autora, pues, pretende solamente remarcar el hecho del todavía incompleto conocimiento de cómo y cuándo se ha producido cada fase de metamorfismo.

Una cuestión de relativa importancia que fue planteada por la autora al comienzo de este trabajo es la existencia o no de zonalidad metamórfica espacial en el área estudiada. Es un hecho, en los complejos metamórficos de alta presión, que la secuencia metamórfica progresiva señala el sentido en el que la placa litosférica desciende (ERNST, 1971, 1973; MIYASHIRO, 1973). Evidentemente no ha sido una pretensión de la autora llegar a esta conclusión en el área estudiada, ya que es claro que una labor de este tipo exige el conocimiento de la distribución de las zonas minerales en todo el ámbito del Complejo Nevado-Filábride. Sin embargo, sí ha sido su propósito constatar la existencia o no de **zonalidad metamórfica**.

La localización de las isogradas depende de la estructura térmica que generó el metamorfismo, es decir, de la mayor o menor inflexión de las isoterms en relación con la zona de subducción. Sin embargo, estas son dependientes a su vez de una serie de factores (propiedades térmicas de la placa litosférica, espesor, velocidad de convergencia, ángulo de la subducción, etc.) los cuales no son, en este caso, conocidos. Sin embargo, en el intento llevado a cabo en este trabajo fueron recogidas un número de muestras, quizás excesivo para las dimensiones del área estudiada, enfocado especialmente a reconocer el paso del grado bajo al medio de metamorfismo en relación con la segunda fase, habida cuenta que los relictos de la primera asociación son pocos y que las posibles estructuras tectónicas preexistentes no interfirieran (p.e. eventuales superposiciones tectónicas entre la primera y la segunda fase, propuestas por PUGA y DIAZ DE FEDERICO, 1976 a). Así se separaron rocas con las asociaciones estables albita + epidotita + hornblenda, cloritoide ± distena ± granate, en un grupo; el otro lo constituyen las rocas con estaurolita y oligoclasa. Algunas rocas del primer grupo

podían ser incluidas en el segundo, ya que la existencia de la asociación de menor temperatura podría ser explicada en términos de composición química global u otras variables (aparte de la P y T) relacionadas con el metamorfismo (fO_2 por ejemplo). En otros casos la única explicación aparente es la existencia de zonalidad metamórfica.

La fig. 7.5 muestra los resultados obtenidos en las metapelitas de la Formación de la Rambla del Agua en el área de Charches. El límite que separa las rocas de grado bajo ha sido trazado siguiendo, lo más aproximadamente posible, la distribución de las muestras en el terreno. Evidentemente, es mucho mayor la precisión en algunas zonas de mejor

afloramiento y/o con mayor número de muestras. Como se puede observar, la evolución tectónica postmetamórfica, la cual es responsable de la compilación estructural en el detalle del área estudiada, afecta del mismo modo al límite que se discute. Es al menos visible que éste ha sido afectado por las fallas normales finales, así como que corta en muchos casos las superficies de esquistosidad y posiblemente la S_0 .

Dilucidar la estructura térmica que causó el metamorfismo no ha sido en absoluto, como se ha mencionado anteriormente, el objetivo del muestreo. Sin embargo, que puede existir una estructura zonal más o menos complicada, cuyo bosquejo, poco



Figura 7.5
Representación esquemática de las zonas de grado medio de metamorfismo en las metapelitas de la Formación de la Rambla del Agua. Las referencias de litologías y contactos entre los diferentes materiales se pueden ver en la figura 2.1

preciso probablemente pero perfeccionable, se muestra en la fig. 7.5 es, al menos una conclusión satisfactoria del intento llevado a cabo en este trabajo.

Por lo que se refiere a la **Unidad de Cerro Bermúdez** su evolución geotectónica ha debido ser, como se deduce de los datos aportados en este trabajo, diferente de la de la Unidad de Charches. Como ha sido mostrado anteriormente, la presión total del proceso metamórfico que afectó a esta Unidad es inferior que en la de Charches. En esencia, la utilización del método basado en el espaciado lateral de las micas incoloras potásicas (b_0) ha proporcionado la posibilidad de una estimación suficientemente precisa del gradiente de presión en que se produjo el metamorfismo.

En la fig. 7.6 se han comparado los datos globales de la Unidad de Charches con los de la de Cerro Bermúdez. Como se puede observar, las diferencias de presión son considerables. Si se comparan con los datos obtenidos por SASSI y SCOLARI (1974), la Unidad de Cerro Bermúdez se ha formado en un gradiente de baja presión en tanto que la de Charches lo ha sido en un gradiente de presión interme-

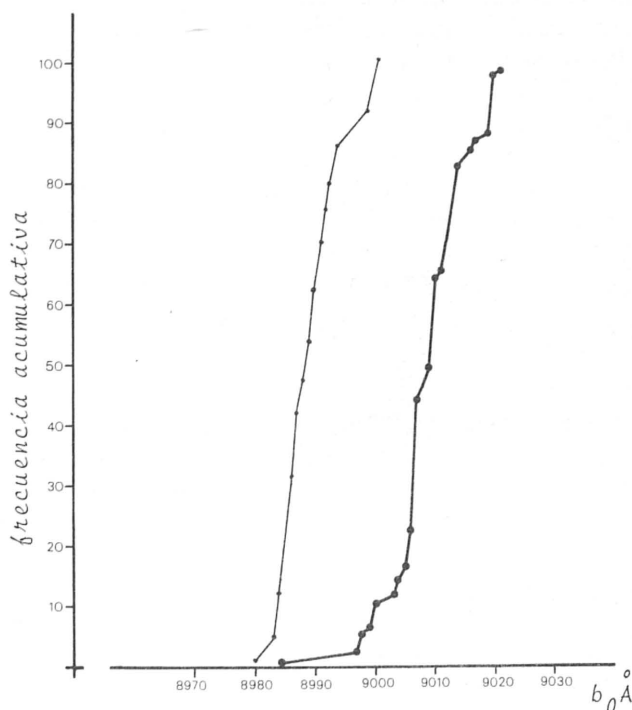


Figura 7.6

Los valores del b_0 de las micas analizadas en este trabajo son más bajos en la Unidad de Cerro Bermúdez (trazo fino) que en la Unidad de Charches (trazo grueso. Valores medios de zócalo y cobertura excluida la Formación del Cerro de los Lobos)

dia. Evidentemente estos valores se refieren a la mica incolora recristalizada en el clímax térmico, por lo que deben ser considerados en relación con la segunda fase de metamorfismo en ambas unidades. Sin embargo, tampoco durante la primera fase parecen haberse alcanzado valores comparables de la presión, habida cuenta que, como se discute en el capítulo anterior, rocas comparables a estas de Sierra Nevada, no presentan asociaciones de alta presión en las metabasitas (PUGA, 1971).

PUGA y DIAZ DE FEDERICO (1976 a) y TORRES-ROLDAN (1979) han propuesto un modelo de subducción para explicar el metamorfismo alpino en el Complejo Nevado-Filábride. En esos modelos, las rocas de este zócalo han sido interpretadas en el mismo contexto que el resto. DIAZ DE FEDERICO et al. (1978), tomando en consideración estos nuevos datos, proponen varias alternativas. En este trabajo se discuten las posibilidades de aquellas hipótesis que concuerden mejor con los datos observados. No obstante, antes de entrar en dicha discusión conviene resaltar el hecho de que **solamente** las dataciones radiométricas podrían resolver una cuestión que, sin ellas, todas las consideraciones al respecto favorecerían subjetivamente a una u otra alternativa.

Esta aclaración se hace necesaria, sobre todo en este caso, por dos razones:

- 1) existe una estrecha relación espacial entre las dos unidades y una semejanza grande entre las rocas de los zócalos de ellas. Hasta el punto de que en el terreno es francamente difícil diferenciar ambos conjuntos;
- 2) se ha desarrollado en ambas unidades un número y efectos semejantes de fases de deformación y recristalización.

Este último punto podría, eventualmente, favorecer la alternativa de que la edad de metamorfismo sea alpina en ambas unidades. No obstante, una interpretación tal como ésta puede llevar a error sin un soporte más firme, si se piensa que, p.e. en los Alpes, situaciones estructurales muy semejantes a la descrita, han mostrado ser de edad muy diferente cuando se ha dispuesto de un número suficientemente elevado de medidas radiométricas (BORSI et al., 1978).

No obstante, tomando en consideración la posibilidad de que el metamorfismo de esta Unidad sea de edad alpina, PUGA y DIAZ DE FEDERICO (1976 a) piensan que dicho metamorfismo puede haberse producido "suponiendo que los materiales correspondientes ocuparan una posición por encima de la zona de subducción, y que el gradiente geotérmico en este área fuera suficiente como para originar el metamorfismo en la fase de los esquistos verdes que presentan estas rocas". Estos autores

piensan que dicha elevación del gradiente geotérmico ha sido provocado por el diapirismo del manto que dio lugar, al mismo tiempo, a las intrusiones básicas y ultrabásicas del Complejo Nevado-Filábride. Asimismo, dichos autores indican que tal gradiente debió mantenerse suficientemente elevado durante el proceso de subducción (de edad cretácica), como para explicar el metamorfismo que afecta al Manto del Veleta o unidades en situación comparable (p.e. la Unidad de Cerro Bermúdez).

Esta alternativa puede implicar que el desarrollo del metamorfismo, en las rocas de este zócalo, se produjera, al menos en parte, con anterioridad a la subducción. Esto último plantea dos situaciones que deben ser tomadas en consideración:

1) las rocas que han sufrido la subducción han podido ser metamorfozadas antes de ella. Por el momento no se conocen efectos de una fase de metamorfismo alpina de baja presión en las rocas de la cobertera, anterior a los de la primera fase descritos en este trabajo.

2) el hecho de que la placa subducida haya sido previamente calentada, puede haber tenido una influencia importante en la distribución de las isotermas. ERNST (1972) sugiere que si la placa no está suficientemente fría, aun cuando la velocidad de descenso de la misma sea elevada, puede no producirse un gradiente geotérmico suficientemente bajo como para dar lugar al metamorfismo de alta presión. Precisamente la mayor temperatura de la corteza (mayor gradiente geotérmico global) en el Paleozoico ha podido contribuir a la escasez de metamorfismo de alta presión relacionado con orogénias anteriores a la alpina.

Por otra parte, si la corteza subducida no ha sido casi totalmente oceanizada, como probablemente ocurre en el Complejo Nevado-Filábride, el mayor espesor de la placa puede dificultar aún más el desarrollo de la típica facies de alta presión. De hecho, ERNST (1971) y MIYASHIRO (1972) interpretan de este modo las diferencias entre los complejos de alta presión de Japón, California y los Alpes.

Una cuestión más, aneja a esta alternativa, es la de por qué no ha habido elevación del gradiente geotérmico en las Zonas Externas, ya que también en ellas ha habido manifestaciones importantes de magmatismo básico.

PUGA y DIAZ DE FEDERICO (op. cit.) proponen una segunda alternativa para explicar la elevación del gradiente geotérmico en este área, la cual está basada en la hipótesis de HSU (1971) sobre la existencia de una placa litosférica subducida entre las Zonas Internas y las Externas, cuya consumición ha podido producir la elevación del gradiente geotérmico en este área. Probablemente la cuestión más difícil de explicar con respecto a esta hipótesis esté en relación con la falta de metamorfismo de

alta presión en la placa subducida (es decir, en relación con las Zonas Externas). Por otra parte es, por lo menos sorprendente, que el único efecto de tal proceso haya consistido en el metamorfismo, en las facies de los esquistos verdes, del zócalo que se discute. Sobre todo si se tiene en cuenta que un proceso de subducción involucra generalmente al manto superior por lo que es esperable una intrusión de abundante material básico y ultrabásico (como sucede p.e. en el Complejo Alpujárride). Sin embargo, esta Unidad, teóricamente implicada, presenta comparativamente mucha menor abundancia de rocas de esta composición que la de Charches (PUGA, 1971).

La tercera y última posibilidad para explicar el metamorfismo de la Unidad de Cerro Bermúdez, **propuesta por la autora**, está basada en la suposición de que el metamorfismo de dicha unidad sea de edad anterior a la alpina. También en este caso se propone una posición geográfica al N de la zona de subducción y al S de las actuales Zonas Externas. Suponer que parte de este zócalo (es decir, su continuación hacia el S) ha sido subducido, parece razonable. En esta zona el gradiente geotérmico pudo ser normal habida cuenta que, como se ha mencionado anteriormente, la cantidad de intrusiones básicas y ultrabásicas es menor.

En esta hipótesis se contempla la posibilidad de la existencia de una posible cobertera sedimentaria depositada sobre la unidad que se discute, la cual ha podido tener características semejantes a las actuales Zonas Externas. Es por ello que se propone la alternativa de admitir que parte de las Zonas Externas haya podido originalmente ser depositada sobre parte del Complejo Nevado-Filábride, concretamente sobre la Unidad de Cerro Bermúdez (comparable al Manto del Veleta de PUGA et al., 1974 o a parte del Cristalino de Sierra Nevada de BROUVER, 1926).

La falta de rocas asimilables a una cobertera sedimentaria permo-werfenense puede también ser explicada si se admite que la Unidad de Cerro Bermúdez representaba, durante la orogenia alpina, un dominio ("continente") de separación entre las Zonas Externas y las Zonas Internas. Dicho dominio podría estar emergido o en el límite erosión-depósito. Esta alternativa ha sido propuesta y argumentada desde otro punto de vista por DELGADO-SALAZAR (1978).

CONCLUSIONES

En el área de la Sierra de Baza se han distinguido dos unidades tectónicas: la Unidad de Cerro Bermúdez y la Unidad de Charches, de abajo arriba respectivamente. La primera de ellas está formada por rocas clásicamente asimiladas a un zócalo Paleozoico (Carbonífero o más antiguo). La segunda está constituida por cuatro formaciones de las cuales la más inferior es, también, asimilable a un zócalo de edad comparable al anterior (Formación del Raposo). Las tres restantes, que de abajo arriba son: Formación de la Rambla del Agua, Formación del Cerro de los Lobos y Formación de las Piletas, constituyen la cobertera, presumiblemente permotriásica (ver p.e. EGELER y SIMON, 1969) del Complejo Nevado-Filábride en esta región.

La relación espacial entre el zócalo y la cobertera de la Unidad de Charches es normal, en el sentido de que no está afectada por contactos tectónicos de carácter tangencial. Dentro de la cobertera, la Formación de las Piletas ha sufrido deslizamientos, probablemente gravitatorios, sobre las otras formaciones, por lo que locales contactos mecánicos se encuentran en la base de la formación.

Las secuencias del zócalo están esencialmente constituidas por materiales detríticos finos que, hacia la parte superior, se intercalan con delgados y discontinuos niveles de carbonatos y otros, mucho más potentes, de cuarcitas. La materia carbonosa es muy abundante en toda la secuencia, excepto en los niveles cuarcíticos. La Unidad de Cerro Bermúdez no presenta rocas asimilables a una cobertera.

El comienzo de la sedimentación de la cobertera en la Unidad de Charches se dio en un ambiente muy somero, y probablemente continental, en el cual se produjeron los conglomerados y areniscas de la base de la misma. Una etapa erosiva debió producirse en las secuencias de zócalo antes del depósito de los materiales mencionados, ya que los cantos cuarcíticos que constituyen el conglomerado son muy semejantes a las cuarcitas del techo de dicha secuencia.

La sedimentación continúa con un potente tramo de pelitas y psamitas que constituyen la mayor parte de la Formación de la Rambla del Agua, la cual está coronada por depósitos delgados y discontinuos de rocas carbonatadas.

Encima de dichas rocas se han depositado las meta-

pelitas de la Formación del Cerro de los Lobos. Estas presentan unas características que indican que se trata, probablemente, de sedimentos de tipo residual. Esto, unido a la discontinuidad de los afloramientos de esta formación, parecen indicar un medio continental para este tipo de depósitos. La presencia de yeso y la local abundancia de turmalina sugieren que se trataba de cuencas restringidas de fuerte evaporación.

El resto de la secuencia (Formación de las Piletas) está caracterizada por la mayor abundancia de rocas carbonatadas en relación con los sedimentos arcillosos. Un paquete importante de mármoles dolomíticos y calcíticos alternantes coronan la serie.

Todas estas rocas carecen de fauna. Solamente algunas algas azules sin datar (DIAZ DE FEDERICO y PUGA, 1974) han sido encontradas en mármoles que pueden ser comparables a los de la Formación del Cerro de los Lobos. Es por ello que las indicaciones sobre la edad son pobres y circunstanciales. Así por ejemplo, la presencia de yeso en los mármoles de la Formación del Cerro de los Lobos y el aspecto carniolar de los mismos ("rauhwackes") pueden indicar una edad triásica (LEINE, 1968).

No obstante, son las correlaciones litoestratigráficas con otros complejos béticos s. str. las que normalmente se usan, suponiendo una similitud de facies y relativamente amplia coincidencia en el tiempo, entre los complejos que constituyen la Zona Bética. Sin embargo este tipo de correlaciones es a veces difícil debido a la falta de datos sobre la estratigrafía de las series de cobertera. EGELER et al. (1971) argumentan sobre este tema y concluyen la imposibilidad de subdivisión de la Zona Bética sobre la base de la estratigrafía de las series de la cobertera. No obstante, tomando como referencia el límites del zócalo y la cobertera y comparando las columnas litológicas de este complejo con el Alpujárride, en el cual el contacto entre la secuencia pelítica-psamítica con el paquete carbonatado superior se considera Trías medio, las series de cobertera del Complejo Nevado-Filábride en este área pueden corresponder esencialmente a un tramo permowerfenense fundamentalmente pelítico (Formación de la Rambla del Agua) con depósitos continentales poco potentes (Formación del Cerro de los Lobos) y un paquete carbonatado de probable edad Trías medio-superior (Formación de las Piletas). No se han reconocido rocas de origen sedimentario que puedan ser asimiladas a una edad más joven que la última mencionada.

Episodios de vulcanismo ácido rico en alcalinos, actualmente representado por niveles interestratificados de gneises, se encuentran intercalados en las series de cobertera. Rocas semejantes a estas han sido relacionadas (PUGA, 1971; PUGA y DIAZ DE FEDERICO, 1976 a) con las fases finales de la orogénia hercínica. En el área estudiada dichos gneises

se encuentran a partir del límite atribuido al Trías medio y continúan hasta el Trías superior, encajando en el paquete carbonatado.

Presumible inestabilidad tectónica de carácter distensivo durante el Trías puede probablemente marcar el comienzo del Ciclo Alpino. Concretamente en la región estudiada (en la Rambla del Agua) ALDAYA et al. (1970) citan brechas intraformacionales en rocas carbonatadas, que interpretan producidas por inestabilidad tectónica durante el Trías.

Este período de distensión en la corteza continúa probablemente durante el Jurásico, produciéndose manifestaciones de magmatismo básico y ultrabásico, el cual ha sido datado como Jurásico superior (HEBEDA et al., 1975), lo cual está de acuerdo con la estimación de PUGA y DIAZ DE FEDERICO (1976 a) y DIAZ DE FEDERICO et al. (1978) que consideran estas rocas post-triásicas y pre-metamórficas. De hecho, ambos tipos de rocas (básicas y ultrabásicas) están afectadas por todas las fases de metamorfismo alpino. Asimismo, DIAZ DE FEDERICO et al. (op. cit.), sobre la base del índice de diferenciación, indican que dichas rocas han debido formarse en un ambiente distensivo.

Las rocas básicas, sobre todo, se encuentran en el área estudiada formando diques de diferente magnitud y cuerpos irregulares de extensión superficial muy variable. Generalmente los contactos con las rocas encajantes son discordantes, siendo menos comunes los cuerpos estratiformes paralelos a las superficies S_0 . Este tipo de relación y la composición fundamental alcalina de los basaltos originales (existe nefelina normativa en todas las muestras analizadas) permite deducir una etapa de fracturación de la corteza continental y penetración del material ígneo a través de las fracturas. De hecho, la correlación de los elementos en trazas de las metabasitas estudiadas permite interpretarlas como basaltos de tipo continental. Intrusiones ígneas como las descritas no se han encontrado en los zócalos de las secuencias estudiadas.

Probablemente el inicio del metamorfismo alpino en el Complejo Nevado-Filábride tuvo lugar concomitantemente con el comienzo de la tectónica compresiva que, por comparación con las Zonas Externas, puede haber comenzado en el Cretácico superior, lo cual se refleja en una posible superposición tectónica de unidades subbéticas detectada por GARCIA DUEÑAS (1969) y posteriormente confirmada, entre otros por CRUZ-SANJULIAN (1974) y COMAS (1978). Por otra parte, en todo el ámbito del mediterráneo son detectados los efectos de esta etapa compresiva (DEWEY et al., 1973; ARGYRIADIS, 1974). A esta misma conclusión llegan DIAZ DE FEDERICO et al. (op. cit.) y TORRES-ROLDAN (1979).

El metamorfismo alpino ha tenido un carácter polifásico y plurifacial, resultado del cual se han producido cuatro fases de deformación, con desarrollo de pliegues y esquistosidades (más o menos penetrativas) en todas ellas. Cada una de estas fases ha sido acompañada de blastesis sin- y post-tectónica.

La evolución y los efectos del metamorfismo alpino en la Unidad de Charches son muy semejantes en todas las formaciones. Este se ha iniciado en un gradiente geotérmico bajo, en una serie de facies de alta presión durante el cual se han formado eclogitas, metabasaltos y anfibolitas a partir de las rocas de composición semejante puede deberse a los diferentes valores de la PH_2O durante el metamorfismo.

Es actualmente admitida, de una manera generalizada, que una serie de facies de este tipo se produce en relación con la subducción de una placa litosférica, parte de la cual la constituían los materiales actualmente aflorantes que presentan asociaciones de alta presión.

El comienzo de este proceso de subducción ha podido tener lugar, por las razones indicadas anteriormente, en el Cretáceo superior. Sin embargo, la falta de dataciones radiométricas impide una datación precisa de ésta y de las sucesivas fases de metamorfismo. Los datos radiométricos obtenidos por PUGA (1971), en rocas de Sierra Nevada, indican una edad para el clímax de esta fase de metamorfismo paleocena o algo más antigua (Cretáceo superior).

Un aumento del gradiente geotérmico es detectado en las mismas rocas anteriores, por la superposición de asociaciones mineralógicas formadas, en una serie de facies de presión intermedia, en relación con la segunda y tercera fase de metamorfismo. Los resultados obtenidos en el área estudiada no indican una disminución de temperatura entre la primera fase y la segunda, por lo que se supone un carácter progresivo del metamorfismo desde una a otra fase. El clímax térmico se produce en relación con la fase estática post-D₂. Los valores máximos estimados de P y T son bastante próximos al inicio de la anatexia, por lo que fusión crustal ha podido tener lugar en niveles más profundos que las rocas actualmente aflorantes.

El origen de este segundo tipo de metamorfismo está, probablemente, relacionado con el mismo proceso de subducción que originó el anterior. La lenta recuperación de las isoterms tendente al restablecimiento del gradiente geotérmico normal, como respuesta al inicio de la ascensión de parte de la placa litosférica subducida hacia la superficie, pudo ser el origen de este segundo tipo de metamorfismo. La falta de rocas de composición graníticas asociadas, la superposición de ambas series de facies en las mismas rocas, y los pocos relictos que

quedan de la primera asociación, sugieren esta posibilidad.

Tampoco en este caso se dispone de medidas radiométricas que permitan conocer la edad de este metamorfismo. La datación de PUGA (1971), en un nivel de ortogneises de Sierra Nevada, da como resultado una edad oligocena s.l. para el clímax térmico (ver discusión de estos datos radiométricos y los anteriores en PUGA y DIAZ DE FEDERICO, op. cit.).

La última fase de metamorfismo debió producirse a niveles relativamente poco profundos de la corteza, habida cuenta la asociación de minerales de baja temperatura que se ha formado, así como el comportamiento más frágil con respecto a la deformación que muestran las rocas afectadas por ella.

El carácter progresivo temporal del metamorfismo, en la Unidad de Charches, se refleja especialmente por la existencia de zonalidad metamórfica. La estructura térmica que dio lugar a tal zonación es, por el momento, desconocida.

En las series del zócalo de la Unidad de Charches, el metamorfismo alpino se ha superpuesto a otro(s) más antiguo(s) detectado(s) por la existencia de algunos relictos de texturas y de minerales, quienes reflejan el carácter de baja presión de dicho proceso. La mayor parte de tales minerales han sido transformados en el metamorfismo alpino, aunque numerosos relictos aún persisten.

El metamorfismo de la Unidad de Cerro Bermúdez es esencialmente diferente del de la Unidad de Charches en dos aspectos. Por una parte, la serie de facies en la que se ha producido dicho proceso ha sido diferente en aquella unidad (baja presión). Por otra, el grado de metamorfismo alcanzado es menor que en muchas de las rocas de la Unidad de Charches. Estas diferencias pueden ser explicadas de dos maneras alternativas:

a) El metamorfismo de la Unidad de Cerro Bermúdez es de edad alpina, pero ha tenido lugar en un contexto cortical diferente. Es decir, las rocas de esta unidad no han sido subducidas. La elevación del gradiente geotérmico que explique el proceso metamórfico que afecta a estas rocas ha sido explicado, en rocas semejantes de Sierra Nevada, en relación con dos procesos diferentes (diapirismo del manto o subducción de una placa litosférica entre las Zonas Externas y las Internas) por DIAZ DE FEDERICO et al. (1978).

b) La segunda alternativa, que igualmente admite que esta porción de corteza continental no ha sido subducida, contempla la posibilidad de que la Unidad de Cerro Bermúdez presente un zócalo paleozoico (o más antiguo) que no ha sido afectado por el metamorfismo alpino.

La disposición geométrica actual ha sido producida

por la superposición tectónica de la Unidad de Charches sobre la de Cerro Bermúdez. Dicha superposición ha debido producirse con posterioridad a las fases principales de metamorfismo y en un contexto cortical de poca profundidad y relativamente baja temperatura, como lo prueba el desarrollo de rocas cataclásticas a lo largo del contacto entre ambas unidades.

Deslizamientos de carácter muy superficial, incluso gravitatorio, han podido producir el despegue de la cobertera carbonatada triásica superior (Formación de las Piletas) sobre las demás formaciones. Por esta razón, las rocas en las proximidades de los contactos han sido fuertemente cataclastizadas. Dichas rocas no presentan indicios de haber sufrido recristalización posterior.

AGRADECIMIENTOS

A los Profs. J.M. Fontboté, E. Puga y J.A. Vera, de la Sección de Geología de Granada y al Prof. F.P. Sassi, del Instituto de Mineralogía de la Universidad de Padua, quiero expresarles mi más sincero y profundo agradecimiento por haberme ofrecido en todo momento su ayuda científica, estímulo y, sobre todo, su amistad.

Quiero agradecer a los componentes del Instituto de Mineralogía de Padua, y a su director, Prof. Dal Negro, el ofrecimiento de todos los medios científicos y económicos que han estado a su alcance. En especial a mis amigos el Dr. Visonà y la Dra. Dal Lago. Agradezco asimismo la ayuda técnica y económica del Prof. Guidotti, de la Universidad de Wisconsin, y la del Prof. Mottana, Dra. Bocchio y Dr. Liborio del Instituto de Mineralogía de Milán.

A mis compañeros y amigos de la Sección de Geología de Granada, algunos de los cuales no puedo dejar de mencionar especialmente: J.C. Braga, M. Company, F. Delgado, R. Torres, R. García y R. Martín.

Por último, agradezco la ayuda económica del Proyecto Geodinámico, en el ámbito del cual se ha desarrollado este trabajo, y al C.S.I.C.

REFERENCIAS

AGRELL, S.O. y GAY, M. (1970). De la Deerite dans les Alpes francoitaliennes. Bull. Soc. Franç. Min. Crist. 93, 263-264.

AGRELL, S.O.; BROWN, M.G. y McKEI, D. (1965). Deerite, howieite and zussmanite, three new minerals from the Franciscan of Laytonville

- district, Mendocino CO., California. *Am. Min.* 50, 278.
- ALBEE, A.L. (1965). Distribution of Fe, Mg between garnet and biotite in natural assemblages. *J. Geol.* 73, 155-164.
- (1972). Metamorphism of pelitic schists: reactions, relations of chloritoid and staurolite. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83, 3249-3268.
- ALDAYA, F.; FONTBOTE, J.M. y GARCIA-DUEÑAS, V. (1970). Brechas intraformacionales y pliegues de slumping en el dominio triásico Nevado-Filábride (Zona Bética, provincia de Granada). *Cuad. Geol.* 1, 117-122.
- ALTAHUS, E. (1966 a). Der Stabilitätsbereich des Pyrophyllits unter dem Einfluss von Sauren. I. *Beitr. Min. Petrol.* 13, 31-50.
- (1966 b). Der Stabilitätsbereich des Pyrophyllits unter dem Einfluss von Sauren. II. *Beitr. Min. Petrol.* 13, 97-107.
- ARGYRIADIS, I. (1974). Sur l'orogénese Mésogène des temps Crétacés. *Rev. Géog. Phys. Géol. Dyna.* 16, 23-60.
- ATHERTON, M.P. (1968). The variation in garnet, biotite and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland, with particular reference to the zonation in garnet. *Contr. Min. Petrol.* 18, 347-371.
- BALTATZIS, E. (1979). Staurolite-forming reactions in the eastern Dalradian rocks of Scotland. *Contr. Min. Petrol.* 69, 193-200.
- y WOOD, B.J. (1977). The occurrence of paragonite in chloritoid schists from Stoneharen, Scotland. *Min. Mag.* 41, 211-216.
- BANNO, S. (1961). On the so-called "soda-metasomatism" of the Sambagawa schists in the Bessi District. *J. Geol. Soc. Japan.* 67, 515-525.
- BARNES, H.C. y ERNST, W.G. (1963). Ideality and ionization in hydrothermal fluids: the system $Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *Am. Min.* 48, 1322-1347.
- BEARTH, P. (1963). Chloritoid und Paragonit aus der ophiolithzone von Zermatt-Saas Fee. *Schweiz. Min. Petro. Mitt.* 43, 269-286.
- (1967). Die Ophiolite der Zone von Zermatt-Saas Fee. *Beitr. Geol. Kart. Schweiz. N.F.* 132, 130 p.
- BLACK, P.M. (1973). Mineralogy of the New Caledonian metamorphic rocks. II. Amphiboles from the Ouégoa district. *Contr. Min. Petrol.* 39, 55-64.
- BOCQUET, J. y FORETTE, M.C. (1973). Sur une deerite de l'ensemble des calcschistes piémontais, à Troucea (Italie). *Bull. Soc. Franç. Min. Crist.* 96, 314-316.
- BOCQUET, J. (1974). Etudes mineralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes Françaises. Tesis. Grenoble, 489 p.
- BORSI, S.; DEL MORO, A.; SASSI, F.P.; ZANFERRARI, A. y ZIRPOLI, G. (1978). New geopetrologic and radiometric data on the alpine history of the Austridic continental margin South of the Tauern Window (Eastern Alps). *Mem. Sc. Geol. Padova*, XXXII, 1-17.
- BOSSIERE, G.; MENEGAZZO-VITTURI, L. y SASSI, F.P. (1979). Contribution a la connaissance des métamorphismes anteherciniens dans le massif de Grande Kabylie (Algérie). (en prensa).
- BROUWER, H.A. (1926 a). Zur geologie der Sierra Nevada. *Geol. Rundschau.* XVII, 118-137.
- (1926 b). The structure of the Sierra Nevada. *Proc. Kon. Neder. Akad. v. Wet.* XXIX, 678-682.
- BROWN, G.C. y FYFE, W.S. (1971). Kyanite-andalusite equilibrium. *Contr. Min. Petrol.* 33, 227-231.
- BROWN, T.H. y SKINNER, B.J. (1975). Theoretical prediction of equilibrium phase assemblages in multicomponent systems. *Am. J. Sc.* 274, 961-986.
- CANN, J.R. (1969). Spilites from the Carlsberg Ridge, Indian Ocean: petrology and magnetic survey. *Philos. Trans. Soc. London.* 259, 198-217.
- CIPRIANI, C.; SASSI, F.P. y VITERBO-BASSANI, C. (1968). La composizione delle miche chiare in rapporto con le costanti reticolari e col grado metamorfico. *Rend. Soc. Ital. Miner. Petrogr.* 24, 153-187.
- CLARK, J.R. y PAPIKE, J.J. (1968). Crystal-chemical characterization of omphacites. *Am. Min.* 53, 840-868.
- COLEMAN, R.G.; LEE, D.E.; BEATTY, L.B. y BRANNOCK, W.W. (1965). Eclogites and eclogites: their differences and similarities. *Geol. Soc. Am. Bull.* 76, 483-508.

- COLEMAN, R.G. y PAPIKE, J.J. (1968). Alkali-amphiboles from the blueschists of Cazadero, California. *J. Petrol.* 9, 105-122.
- COMAS, M.C. (1978). Sobre la geología de los Montes Orientales: sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico al Mioceno inferior (Zona Subbética, Andalucía). Tesis. Bilbao, 323 p.
- CRUICKSHANK, R.D. y GHENT, E.D. (1978). Chloritoid-bearing pelitic rocks of the Creek Group, southeastern British Columbia. *Contr. Min. Petrol.* 65, 333-339.
- CRUZ-SANJULIAN, J. (1974). Estudio geológico del Sector Cañete la Real-Teba-Osuna. Tesis, Granada. 431 p.
- CHATTERJEE, N.D. y FROESE, E. (1975). A thermodynamic study of the pseudobinary join muscovite-paragonite in the system $KAlSi_3O_8$ - $NaAlSi_3O_8$ - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O . *Am. Min.* 60, 985-993.
- CHINNER, G.A. (1960). Pelitic gneisses with varying ferrous-ferric ratios from Glen Clova, Angus, Scotland, *J. Petrol.* 1, 178-217.
- DAHL, O. (1969). Irregular distribution of iron and magnesium among coexisting biotite and garnet. *Lithos.* 2, 311-322.
- DAHL, O. (1972). The effect of garnet cell volume on the distribution of Mg and Fe in garnet exchange equilibria. *Lithos.* 5, 33-56.
- DAL PIAZ, G.V. (1974 a). Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apenninique. I. *Bull. Soc. Geol. Ital.* 93, 1-31.
- (1974 b). Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apenninique. II. *Schweiz. Min. Petrol. Mitt.* 54, 399-424.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. y ZUSSMAN, J. (1971). An introduction to the rock forming minerals. Longman g.L. Londres. 528 p.
- DELGADO-SALAZAR, F. (1978). Los Alpujarrides en Sierra de Baza (Cordilleras Béticas, España). Tesis. Granada. 483 p.
- DEWEY, J.F.; PITMAN, W.C. III; RYAN, W.B. y BONNIN, J. (1973). Plate tectonics and the evolution of the alpine system. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84, 3137-31-80.
- DIAZ DE FEDERICO, A. (1971). Estudio geológico de un sector de la Sierra Nevada situado al S de Jerez del Marquesado (Zona Bética, Granada). *Cuad. Geol.* 2, 89-114.
- DIAZ DE FEDERICO, A. y PUGA, E. (1974). Nuevas observaciones sobre la formación de mármoles conglomeráticos de la Zona Bética (Cordilleras Béticas, España). *Tecniterrae*, 1, 17-24.
- DIAZ DE FEDERICO, A.; GOMEZ-PUGNAIRE, M.T.; PUGA, E. y TORRES-ROLDAN, R. (1978). Igneous and metamorphic processes in the geotectonic evolution of the Betic Cordilleras (Southern Spain). *Cuad. Geol.* 8, 39-60.
- DIAZ DE FEDERICO, A.; GOMEZ-PUGNAIRE, M.T.; PUGA, E. y SASSI, F.P. (1979). New problems in the Sierra Nevada Complex (Betic Cordilleras, Spain). *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.* 10, 577-585.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1970). The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: A review. *Sedimentology.* 15, 281-346.
- EDGAR, A.D.; MOTTANA, A. y MACRAE, N.D. (1969). The chemistry and all parameters of omphacites and related pyroxenes. *Ming. Mag.* 37, 61-74.
- EGELER, C.G. (1963). On the tectonics of the Eastern Betic Cordilleras (SE Spain). *Geol. Rundschau.* 53, 260-269.
- EGELER, C.G. y SIMON, O.J. (1969). Sur le tectonique de la Zone Bétique (Cordilleres Bétiques, Espagne). *Verh. Kon. Neder. Akad. v. Wet.* 25, 90 p.
- EGELER, C.G.; RONDEEL, H.E. y SIMON, O.J. (1971). Considerations of the grouping of the tectonic units of the Betic Zone, Southern Spain. *Est. Geol.* XXVII, 467-473.
- ELLEMBERGER, F. (1968). Etude géologique du Pays de Vanoise. *Mem. Exp. Carte Géol. Franç.* 561 p.
- ERNST, W.G. (1963). Polymorphism in alkali amphiboles. *Am. Min.*, 48, 241-260.
- (1971). Metamorphic zonation on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps. *Contr. Min. Petrol.* 34, 43-59.
- (1972). Occurrence and mineralogic evolu-

- tion of blueschist belt with time. *Am. J. Sc.* 272, 657-668.
- (1973). Blueschist metamorphism and P-T regimes in active subduction zones. *Tectonophysics*, 17, 255-272.
- (1976). Mineral chemistry of eclogites and related rocks from the Voltri group, western Liguria, Italy. *Schweiz. Min. Petrol. Mitt.* 56, 293-343.
- (1979). Coexisting sodic calcic amphiboles from highpressure metamorphic belts and the stability of barroisitic amphibole. *Min. Mag.* 43, 269-278.
- ERNST, W.G.; SEKI, Y.; ONUKI, H. y GILBERT, M.C. (1970). Comparative study of low-grade metamorphism in the California coast ranges and the outer metamorphic belt of Japan. *Geol. Soc. Am. Mem.*
- ESKOLA, P. (1932). On the principles of metamorphic differentiation. *Bull. Comm. Geol. Finlande.* 97, 68-77.
- ESSENE, E.J. y FYFE, W.S. (1967). Omphacite in Californian metamorphic rocks. *Contr. Miner. Petrol.*, 15, 1-23.
- ESSENE, E.J.; HENSEN, B.J. y GREEN, D.H. (1970). Experimental study of amphibolite and eclogite stability. *Phys. Earth. Planet. Interiors.* 3, 378-384.
- EUGTER, H.D.; ALBEE, A.L.; BENCE, A.E.; THOMPSON, J.B. y WALDBAUM, D.R. (1972). The two-phase region and excess mixing properties of paragonite-muscovite crystalline solutions. *J. Petrol.* 13, 147-149.
- FALLOT, P.; FAURE-MURET, A.; FONTBOTE, J.M. y SOLE-SABARIS, L. (1961). Estudios sobre las series de Sierra Nevada y de la llamada Mischungszone. *Bol. Inst. Geol. Min. España.* LXXI, 347-557.
- FED'KIN, V.V. (1970). Analysis of staurolite parageneses. In: *Contributions to physico-chemical petrology II.* Nauk. Press. Moscu. 217-254.
- FERRY, J.M. y SPEAR, F.S. (1978). Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contr. Min. Petrol.* 66, 113-117.
- FISHER, G.W. (1970). The application of ionic equilibria to metamorphic differentiation: An example. *Contr. Min. Petrol.* 29, 91-103.
- (1973). Non-equilibrium thermodynamic as a model for diffusion controlled metamorphic processes. *Am. J. Sc.* 273, 897-924.
- FODOR, R.V.; KEIL, K. y BUNCH, T.E. (1975). Contribution to the mineral chemistry of Hawaiian rocks: IV. Pyroxene in rocks from Haleakala and West Mui volcanoes. *Contr. Min. Petrol.* 50, 173-195.
- FONTEILLES, M. (1965). Sur la profondeur de formation des veines a disthène géodique de la région de Band (Morbihan) et sur la signification des veines a disthène en général. *Bull. Soc. Franç. Min. Crist.* LXXXVIII, 281-289.
- FREY, M. (1970). The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during alpine orogenesis. *Sedimentology.* 15, 261-279.
- (1972). Progressive low-grade metamorphism of a black-shale formation, Central Swiss Alps. *Geol. Soc. Am. Abstr. Progr.* 4, 512 p.
- FREY, M. y WIELAND, B. (1975). Chloritoid in autochthon-parautochthone Sedimenten des Aar Massivs. *Schweiz. Min. Petrol. Mitt.* 55, 407-418.
- FRY, N. y FYFE, W.S. (1969). Eclogites and water pressure. *Contr. Min. Petrol.* 24, 1-6.
- FROST, M.J. (1962). Metamorphic grade and iron-magnesium distribution between co-existing garnet-biotite and garnet-hornblende. *Geol. Mag.* 99, 427-438.
- GANGULY, J. (1968). Analysis of stability of chloritoid and staurolite and some equilibria in the system FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-O₂. *Am. J. Sc.* 26, 277-298.
- (1972). Staurolite stability and related parageneses: theory, experiments and applications. *J. Petrol.* 13, 335-365.
- (1977). Compositional variables and chemical equilibrium in metamorphism. In: *Energetic of geochemical processes.* Saxena & Bhattacharjii. Berlin. 427.
- GANGULY, J. y NEWTON, R.C. (1968). Thermal stability of chloritoid at high pressure and relatively high oxygen fugacity. *J. Petrol.* 9, 444-66.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1969). Les unités allochtones de la Zone Subbétique dans la transversale de Grenade (Cordilleres Bétiques, Espagne). *Rev. Géog. Phys. et Géol. Dyna.* 11, 211-222.

- GARRELS, R.N. y CHRIST, C. (1965). Minerals, solutions and equilibria. Harper & Row. New York, 450 p.
- GOLDMAN, D.S. y ALBEE, A.L. (1977). Correlation of Mg/Fe partitioning between garnet and biotita with $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ partitioning between quartz and magnetite. *Am. J. Sc.* 277, 750-767.
- GOMEZ-PUGNAIRE, M.T. (1976). Estudio geológico de un área situada al E de la Calahorra (Cordilleras Béticas, España). *Cuad. Geol.* 7, 7-25.
- (1979). Some considerations on the highest temperature reached in the outcropping rocks of the Nevado Filábride Complex in the Sierra de Baza area during the alpine metamorphism. *N. Jb. Miner. Abh.* 135, 75-87.
- GOMEZ-PUGNAIRE, M.T.; PUGA, E. y SASSI, F.P. (1977). New data on the alpine metamorphic history in the Nevado-Filábride Complex in the Sierra de Baza area (Cordilleras Béticas, Spain). *Miner. Petrogr. Acta.* 21, 29-41.
- GOMEZ-PUGNAIRE, M.T.; SASSI, F.P. y VISONA, D. (1978). Sobre la presencia de paragonita y pirofilita en las filitas del Complejo Nevado-Filábride en la Sierra de Baza (Cordilleras Béticas, España). *Bol. Geol. Min.* LXXXIX, 468-474.
- GOMEZ-PUGNAIRE, M.T.; MOTTANA, A.; BOCCIO, R.; LIBORIO, G. y ABRAHAM, K. (1979). Coronitic eclogites in the Sierra de Baza (Betic Cordilleras, Spain). *N. Jb. Miner. Ab.* 136, 42-62.
- GREEN, D.H. y RINGWOOD, A.F. (1967). The genesis of basaltic magmas. *Contr. Min. Petrol.* 15, 103-190.
- GREGNANIN, A. y SASSI, F.P. (1966). Genesis per differenziazione metamorfica degli gneis a bande delle Alpi Breonie (Alto Adige). *Rend. Soc. Min. Ital.* XXII, 83-111.
- GRESENS, R.L. (1966). The effect of structurally produced pressure gradients on diffusion in rocks. *J. Geol.* 74, 307-321.
- GREW, E.S. (1974). Carbonaceous material in some metamorphic rocks in New England and other areas. *J. Geol.* 82, 50-72.
- GRIEVE, A.F. y FAWCETT, J.J. (1974). The stability of chloritoid below 10Kb PH_2O . *J. Petrol.* 15, 113-139.
- GROOT, J.J. y GLASS, H.D. (1960). Some aspects of the mineralogy of the northern atlantic coastal plain. In: *Clays and clay min.* 7th. Nat. Congr. Pergamon Press. New York. 271-284.
- GUIDOTTI, C.V. (1968). Prograde muscovite pseudomorph after staurolite in the Rangeley-Oquossoc, Maine. *Am. Min.* 53, 1368-1376.
- (1970). The mineralogic and petrologic transition from the lower to upper sillimanite zone in Oquossoc area, Maine. *J. Petrol.* 11, 277-336.
- (1974). Transition from staurolite to sillimanite zone, Rangeley Quadrangle, Maine. *Geol. Soc. Am. Bull.* 85, 475-490.
- GUIDOTTI, C.V. y SASSI, F.P. (1976 a). Muscovite as petrogenetic indicator mineral in pelitic schists. *N. Jb. Miner. Abh.* 127, 92-142.
- GUIDOTTI, C.V.; CHENEY, J.T. y GUGGENHEIM, S. (1977). Distribution of titanium between coexisting muscovite and biotite in pelitic schists from northwestern Maine. *Am. Min.* 62, 438-448.
- HALFERDAHL, L.B. (1961). Chloritoid compositions, X-ray and optical properties, stability and occurrence. *J. Petro.* 2, 49-135.
- HART, R. (1970). Chemical exchange between sea water and deep ocean basalts Earth Planet. Sc. Lett. 9, 269-279.
- HASABE, K.; FUJII, N. y UYEDA, S. (1970). Thermal processes under island arcs. *Tectonophysics.* 10, 335-355.
- HEBEDA, C.H.; BOELZIJK, N.A.; PRIEM, H.N.; SIMON, O.J.; VERDUZMEN, E.A. y VERSCHURE, R.M. (1975). Excess radiogenic Ar versus undisturbed Rb-Sr systems in unaltered dolerite relicts within Late Jurassic metabasites in the Alpine belt of SE Spain. *E.C.O.G. Pisa (Italy).*
- HELGESON, H.C. (1967). Solution, chemistry and metamorphism. In: Abelson P.H., ed., *Research in Geochemistry.* John Wiley & Sons, Inc. New York. 362-404.
- HEMLEY, J.J. (1967). Stability relations of pyrophyllite, andalusite and quartz at elevated pressures and temperatures. *EOS. Am. Geophys. Union (Abstr.),* 48, 224.
- HEMLEY, J.J. y JONES, W.R. (1964). Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. *Ec. Geol.* 59, 538-569.

- HEY, M.H. (1954). A new review of the chlorites. *Min. Mag.* 30, 277-292.
- HIRSCHBERG, A. y WINKLER, H.G. (1968). Stabilitätsbeziehungen zwischen Chlorit, Cordierit und Almandin bei der Metamorphose. *Contr. Min. Petrol.* 18, 17-42.
- HIRST, D.M. (1962). The geochemistry of modern sediments from the gulf of Paric. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 26, 309-334.
- HOFFER, E. (1978). On the "late" formation of paragonite and its breakdown in pelitic rocks of the southern Dawara Orogen (Namibia). *Contr. Min. Petrol.* 67, 209-219.
- HOLDAWAY, M.J. (1971). Stability of andalusite and the aluminium silicates phase diagram. A, *J. Sc.* 271, 91-131.
- (1972). Thermal stability of Al-Fe epidote as a function of fO_2 and Fe content. *Contr. Min. Petrol.* 37, 307-340.
- HOSCHEK, G. (1967). Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. *Contr. Min. Petrol.* 14, 123-162.
- (1969). The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contr. Min. Petrol.* 22, 208-232.
- HSU, L.C. (1968). Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O: a model for garnet equilibria. *J. Petrol.* 9, 40-83.
- HSU, K.F. (1971). Origin of the Alps and western Mediterranean. *Nature.* 233, 44-48.
- IYAMA, J.T. (1964). Etude des réactions d'échange d'ions Na-K dans la série muscovite-paragonite. *Bull. Soc. Franç. Min. Crist.* 87, 532-541.
- ISHIKAWA, J. (1968). Some aspects of the geochemical trends and fields of the ratios of vanadium, nickel and cobalt. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 32, 913-917.
- JANSEN, H. (1936). De geologie van de Sierra de Basa en van de aangrenzende gebieden der Sierra Nevada en Sierra de los Filabres (zuid-Spanje). Tesis. Amsterdam, 99 pp.
- JOHANNSEN, PH. D. (1932). A descriptive petrography of the igneous rocks. V.ii. The University of Chicago Press. Londres. 428 p.
- JENSEN, M.L. (1965). The rational and geological aspects of solid diffusion. *Can. Min.* 8, 271-290.
- JONES, K.A. (1961). Origin of albite porphyroblasts in rocks of the Ben-More-Ann-Minnein area, western Perthshire, Scotland. *Geol. Mag.* 42-55.
- JUSTIN-VESENTIN, E. y ZENETTIN, B. (1965). Gli scisti cristallini dell'Alta Val Passirina fra Moso e Passo del Rombo (Alto Adige). *Rend. Soc. Min. Ital.* XXI, 121-142.
- KAMPSCHUUR, W. (1972). Geology of the Sierra de Carrascoy (SE Spain) with emphasis in Alpine polyphase deformation. *GUA Pap. Geol. ser.* 1, 4, 114 p.
- KERRICK, D.M. (1968). Experiment on the upper stability limit of pyrophyllite at 1.8 and 3.9 Kb water pressure. *Am. J. Sc.* 26, 204-214.
- KORIKOVSKII, S.P. (1969 a). Phase equilibria in low temperature part of staurolite facies under the conditions of different depths. *Akad. Nauk. U.S.S.R. Izv. Ser. Geogr.* 8, 40-56.
- (1969 b). The influence of depth on relation of metamorphic zones in metapelitic schists and hornfels saturated with K_2O . In: *Contributions to physico-chemical petrology. I.* Nauk Press. Moscú. 106-141.
- (1969 c). The limits of staurolite subfacies of metamorphism in low-pressure region. *Akad. Nauk. U.S.S.R. Doklady.* 184, 195-198.
- (1970). Influence of depth on the parageneses unsaturated K_2O alumina-rich metapelitic. In: *Contributions to physico-chemical petrology. II.* Nauk. Press. Moscú, 59-87.
- KUNO, H. (1960). High-alumina basalts. *J. Petrol.* 1, 121-145.
- (1966). Lateral variation of basaltic magmas type across continental margins and island arcs. *Bull. Volcanol.* 29, 195-202.
- KWAK, T.A.P. (1971). The selective replacement of the aluminium silicates by white micas. *Contr. Min. Petrol.* 32, 193-210.
- LAFFITE, P. (1957). Introduction a l'étude de roches métamorphiques et des gîtes métallifères. Masson et Cie., éd. 343 p.
- LANGENBER, CH.W. (1972). Polyphase deformation on the Eastern Sierra de los Filabres, north of Lubrin, SE Spain. *GUA Pap. Geol. ser.* 1, 2, 81 p.
- LANGER, K.; LATTARD, D. y SCHREYER, W.

- (1977). Synthesis and stability of deerite, $\text{Fe}_{12}^{2+}\text{Fe}_6^{3+}(\text{Si}_{12}\text{O}_{40})(\text{OH})_{10}$ and $\text{Fe}^{3+} = \text{Al}^{3+}$ substitution at 15-28 Kb. *Contr. Min. Petrol.* 60, 217-297.
- LEAKE, B.E. (1964). The chemical distinction between ortho-and para amphibolites. *J. Petrol.* 5, 238-254.
- (1968). A catalog of analyzed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. *Geol. Soc. Am. Sp. Pap.* 98.
- (1978). Nomenclature of amphiboles. *Miner. Petrogr. Acta.* 22, 195-224.
- LEBAS, M.J. (1962). The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *Am. J. Sc.* 260, 267-288.
- LEINE, L. (1962). On the so-called "Konglomeratistische Mergel" in the Sierra de Filabres, SE Spain. *Geol. en Mijnb.* 41, 131 p.
- (1968). Rauhewackes in the Betic Cordilleras (Spain). *Tesis. Amsterdam.* 112 p.
- LEINE, L. y EGELER, C.G. (1962). Preliminary note on the origin of the so-called "Konglomeratistische Mergel" and associated rauhewackes in the region of Menas de Serón, Sierra de los Filabres (SE Spain). *Geol. en Mijnb.* 41, 305-314.
- LIU, J.G. (1973). Synthesis and stability relations of epidote $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$. *J. Petrol.* 14, 381-413.
- LOPEZ-AGUAYO, F. y MARTIN-VIVALDI, J.L. (1973). Mineralogía de las arcillas de la facies wealdense española. IV. Cuenca asturiana, discusión y conclusiones. *Est. Geol.* XXIX, 413-437.
- LOVERING, J.F. y WHITE, A.J.R. (1969). Granulitic and eclogitic inclusions from basic pipes at Delegate, Australia. *Contr. Min. Petrol.* 21, 9-52.
- LUTH, W.C.; JAHNS, R.H. y TUTTLE, O.F. (1964). The granite system at pressures of 4 to 10 Kilobars. *J. Geophys. Research.* 15, 760-773.
- MARTIN-RAMOS, D. y RODRIGUEZ-GALLEGO, M. (1976). Barometría y termometría geológica mediante parámetros cristalográficos de micas. Aplicación de las Cordilleras Béticas. *Reun. Geod. Bét. Alborán. Granada.* 115-123.
- MARTIN-RAMOS, D. (1977). Las micas de las Cordilleras Béticas. *Tesis. Granada,* 244 p.
- MASSON, H. (1972). Sur l'origine de la carnieule par fracturation hydraulique. *Eci. Geol. Helv.* 65, 27-41.
- MATHE, G. (1976). Phyllonitization versus feldspathization in the Erzgebirge mountains (Saxony). *Krystalinikum.* 12, 113-127.
- MILLER, Ch. (1974). On the metamorphism of the eclogites and high-grade blueschists from the Penninic terrane of Tauern Window, Austria. *Schweiz. Min. Petro. Mitt.* 54, 371-384.
- MIYASHIRO, A. (1961). Evolution of metamorphic belts. *J. Petrol.* 2, 277-311.
- (1972). Pressure and temperature conditions and tectonic significance of regional and ocean-floor metamorphism. *Tectonophysics.* 13, 141-159.
- (1973 a). The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. *Earth. Plan. Sc. Lett.* 19, 218-224.
- (1973 b). Metamorphism and metamorphic belts. *Allen & Unwin Ltd. Londres.* 439 p.
- MOINE, B. y DE LA ROCHE, H. (1968). Nouvelle approche du probleme de l'origine des amphibolites a partir de leur composition chimique. *C.R. Acad. Sc. Paris,* 267, 2084-2087 D.
- MOTTANA, A. (1970). Distribution of element co-existing phases in amphibole bearing eclogites. *N. Jb. Miner. Abh.* 112, 161-187.
- (1971). Pyroxenes in ophiolitic metamorphism of Cottian Alps. *Min. Soc. Japan, Sp. Pap.* 1, 140-146.
- MOTTANA, A. y BOCCHIO, R. (1975). Superferic eclogites of Voltri group (Penninic belt, Appennines). *Contr. Min. Petrol.* 49, 201-210.
- MUELLER, R.F. (1967). Mobility of the elements in metamorphism. *J. Geol.* 75, 565-582.
- MUIR WOOD, R. (1979). The iron-rich blueschist facies minerals: I. Deerite. *Min. Mag.* 43, 251-259.
- NAGGAR, M.H. y ATHERTON, M.P. (1970). The composition and metamorphic history of some aluminium silicate-bearing rocks from the aureoles of the Donegal granite. *J. Petrol.* 11, 549-589.
- NELSON, B.W. (1960). Clay mineralogy of bottom sediments, Rappahannock, Virginia. *Clays and*

- Clays Min. 7th. Nat. Congr. Pergamon Press, New York, 135-147.
- NEWTON, R.C. (1966). Some calc-silicate equilibrium relations. *Am. J. Sc.* 264, 204-222.
- NEWTON, R.C. y KENNEDY, G.C. (1963). Some equilibrium reactions in the join $\text{Ca Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$. *J. Geophys. Research.* 68, 2967-2983.
- NIJHUIS, H.J. (1964). Plurifacial alpine metamorphism in the south-eastern Sierra de los Filabres, South of Lubrín, SE Spain. Tesis. Amsterdam. 151 p.
- NIGGLI, P. (1920). *Lehrbuch der Mineralogie*. Berlín. 476 p.
- NITSCH, K.H. (1972). Das P-T-XCO₂ stabilitätsfeld von Lawsonit. *Contr. Min. Petrol.* 34, 116-134.
- OGNIBEN, G. (1968). Il pirosseno onfacitico di Cesnola-Tavagnasco (Piemonte). *Per. Miner.* 37, 1-12.
- ORVILLE, P.M. (1969). A model for metamorphic differentiation origin of thinlayered amphibolites. *Am. J. Sc.* 267, 64-86.
- OXBURGH, E.R. y TURCOTTE, D.L. (1971). Origin of Paired metamorphic belts and crustal dilation in island arc regions. *J. Geophys. Research*, 76, 1315-1327.
- PARK, R.G. (1969). Structural correlation in metamorphic belts. *Tectonophysics.* 7, 322-338.
- PAPEZIK, V.S. (1970). Petrochemistry of volcanic rocks of the Harbour Main group, Avalon Peninsula, New Foundland. *Canada. J. Earth, Sc.* 7, 1485-1498.
- PAPEZIK, V.S. y FLEMING, J.M. (1967). Basic volcanic rocks of Whalesback area, New Foundland. *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.* 4, 181-192.
- PEARCE, J.A. y CANN, J.R. (1971). Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr, and Y. *Earth. Plan. Sc. Lett.* 12, 339-349.
- PEARCE, J.A. y CANN, J.R. (1973). Tectonic setting of basic volcanics rocks determined using trace elements analysis. *Earth. Plan. Sc. Lett.* 19, 290-330.
- PEARCE, J.A.; GORMAN, B.E. y BIRKETT, T.C. (1975). The $\text{TiO}_2\text{-K}_2\text{O-P}_2\text{O}_5$ diagram: a method of discriminating between oceanic a non-oceanic basalts. *Earth. Plan. Sc. Lett.* 24, 419-426.
- PEARCE, J.A. y NORRY, M.J. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanics rocks. *Contr. Min. Petrol.* 69, 33-47.
- PECCERILLO, A. y TAYLOR, S.R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamos area, northern Turkey. *Contr. Min. Petrol.* 58, 63-81.
- PERCHUK, L.L. (1968). Pyroxene-garnet equilibrium and the depth facies of eclogites. *Int. Geol. Rev.* 10, 280-318.
- (1977). Thermodynamic control of metamorphic processes. In: *Energetic of geodinamic processes*. Saxena y Bhattacharjii, Springer Verlag, 472 p.
- PLATEN, von H. (1965). Kristallization granitischer Schmelzen. *Contr. Min. Petrol.* 11, 334-381.
- PUGA, E. (1971). Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada Occidental. Tesis. Granada. 133, 269 p.
- (1977). Sur l'existence dans le Complexe de la Sierra Nevada (Cordillere Bétique, Espagne) d'eclogites et sur leur origine probable a partir d'une croûte océanique mésozoïque. *C.R. Acad. Sc. París* 285, 1379-1382 D.
- (1979). Hypoteses sur la genèse des magmatism calcoalcalins, intraorogenique et postorogenique alpines, dans les Cordilleres Bétiques. *C.R. Acad. Sc. París.* (en prensa).
- PUGA, E.; FONTBOTE, J.M. y MARTIN-VIVALDI, J.M. (1975). Kyanite pseudomorphs after andalusite in polymetamorphic rocks of the Sierra Nevada (Betic Cordilleras, southern Spain). *Schweiz. Min. Petr. Nitt.* 55, 227-241.
- PUGA, E.; DIAZ DE FEDERICO, A. y FONTBOTE, J.M. (1974). Sobre la individualización y sistematización de las unidades profundas de la zona Bética. *Est. Geol.* 30, 543-548.
- PUGA, E. y DIAZ DE FEDERICO, A. (1976 a). Metamorfismo polifásico y deformaciones alpinas en el Complejo de Sierra Nevada (Cordillera Bética). Implicaciones geodinámicas. *Reun. Geod. Bét. Alborán. Granada.* 79-111.
- PUGA, E. y DIAZ DE FEDERICO, A. (1976 b). Pre-alpine metamorphism in the Sierra Nevada Complex (Betic Cordilleras, Spain). *Cuad. Geol.* 7, 161-171.
- RAHEIM, A. y GREEN, D.H. (1974). Experimen-

- tal determination of the temperature and pressure dependence of the Mg-Fe partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene. *Contr. Min. Petrol.* 48, 179-203.
- RAMBERG, H. (1952). The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Chicago Univ. Press. Chicago.
- RICHARDSON, S.W. (1968). Staurolite in a part of the system Fe-Al-Si-O-H. *J. Petrol.* 9, 467-488.
- RICHARDSON, S.W.; GILBERT, M.C. y BELL, P.M. (1969). Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria: aluminium silicates triple point. *Am. J. Sc.* 267, 259-272.
- RIVALENTI, D. y SIGHINOLFI, G.P. (1971). The influence of local pressure gradient and of the metamorphic grade on the composition of pegmatites in metamorphic terrains. *Contr. Min. Petrol.* 34, 8-83.
- READ, B.L. y HEMLEY, J.J. (196). Occurrence of pyrophyllite in the Kekiktuk conglomerate, Books Range, north-eastern Alaska. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 550, 162-166 C.
- ROCHE, H. de la (1968). Comportement géochimique différentiel de Na, K, et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires: un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. *C.R. Acad. Sc. París.* 267-42 D.
- ROEVER, W.P. De (1972). Application on the facies principle to rocks metamorphosed in more than one metamorphic facies, with special reference to plurifacial metamorphism in southeastern Spain. *Konink. Neder. Akad. Wet.* 75, 253-260.
- ROSENBACH, H. (1923). *Elemente der Gesteinslehre.* Schweizerbart'sch Ed. Stuttgart.
- ROSENFELD, J.L.; THOMPSON, J.B.Jr. y ZEN, E-an (1958). Data on coexistent muscovite and paragonite. *Abst. Bull. Geol. Soc. Am.* 69, 1637.
- SASSI, F.P. (1971). Isochemical postkinematic feldspathization. A genetic model. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 51, 451-461.
- (1972). The petrologic and geologic significance of the b_0 value of potassic white micas in low-grade metamorphic rocks. An application to Eastern Alps. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 18, 105-113.
- SASSI, F.P. y SCOLARI, A. (1974). The b_0 value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism pelitic schists. *Contr. Min. Petrol.* 45, 143-152.
- SAXENA, S.K. (1969). Silicate solid solution and geothermometry 3. Distribution of Fe and Mg between coexisting garnet and biotite. *Contr. Min. Petrol.* 22, 259-267.
- SCHLIESTEDT, M. (1978). Preliminary note on deerite from high-pressure metamorphic rocks. *Contr. Min. Petrol.* 66, 105-107.
- SCHREYER, W. (1968). Mg-staurolite: synthesis and stability. *Yearb. Carn. Inst. Washington.* 66, 381-384.
- SMELLIE, J.A. (1974). Formation of atoll garnets from the aureole of Ardara pluton, Co. Donegal, Ireland. *Min. Mag.* 39, 878-888.
- SMULIKOWSKI, K. (1964). Le problema des éclo-gites. *Geol. Sudética.* I, 13-52.
- STEPHENSON, N.C. (1979). Coexisting garnets and biotites from Precambrian gneisses of the south coast of Western Australia. *Lithos.* 12, 73-87.
- STRECKEISEN, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth Sc. Reviews.* 12, 1-33.
- SUKHERWALA, R.N. (1974). Gradation of tholeiitic Deccan basalt into spilite, Bombay, India. In: *Spilites and spilitic rocks.* Int. Union Geol. Sc. Ser. A.4, 229-250.
- SUTTON, J. (1964). Some recent advances in our understanding of the controls of metamorphism. In: *Controls of metamorphisms.* Pitcher & Flinn, ed. Londres. 22-45.
- TAYLOR, H.P. y COLEMAN, R.G. (1968). O_{18}/O_{16} ratios of coexisting minerals in glaucophane-bearing metamorphic rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.* 79, 1727-1756.
- THOMPSON, A.B. (1970). A note on the kaolinite-pyrophyllite equilibrium. *Am. J. Sc.* 268, 454-458.
- (1974). Calculation of muscovite-paragonite-alkali feldspar phase relations. *Contr. Min. Petrol.* 44, 173-194.
- (1976). Mineral prediction in pelitic rocks: I. Prediction of P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *Am. J. Sc.* 276, 401-424.
- THOMPSON, J.B.Jr. (1957). Graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists. *Am. Min.*

- 42, 842-858.
- (1959). Local equilibrium in metasomatic processes. In: *Researches in Geochemistry*. Abelson, P.H. ed New York. 427-457.
- (1961). Mineral facies in pelitic schists. In: *Physico-chemical problems in the formation of rocks and mineral deposits*. G.A. Sokolov (ed.). Akad. Nauk. U.S.S.R. 315-325.
- THOMPSON, J.B.Jr. y NORTON, S.A. (1968). Paleozoic regional metamorphism in New England and adjacent areas. In: *Studies of Appalachian Geology*. Zen, E-an (ed.) New York, 319-327.
- THOMPSON, J.B.Jr. y THOMPSON, A.B. (1976). A model system for mineral facies in pelitic schists. *Contr. Min. Petrol.* 58, 243-277.
- TOKSOZ, M.N.; MINEAR, J.W. y JULIAN, N.R. (1971). Temperature field and geophysical effect of a downgoing slab. *J. Geophys. Res.* 76, 1113-1138.
- TORIUMI, M. (1975). Petrological study of the Sambagawa metamorphic rocks. Univ. Tokyo Press. 99 p.
- TORRES-ROLDAN, R.L. (1974). El metamorfismo progresivo y la evolución de las series de facies de las metapelitas alpujarrides al SE de Sierra Almijara (Sector Central de las Cordilleras Béticas, SE de España). *Cuad. Geol.* 5, 21-77.
- (1978). Scapolite-bearing rocks and related cal-silicate layers from the Alpujarrides series (Betic Cordilleras, southern Spain). A discussion on their origin and some comments. *Geol. Rundschau* 67, 342-355.
- (1979). The tectonic subdivision of the Betic Zone (Betic Cordilleras, southern Spain): its significance and one possible geotectonic scenario for the westernmost alpine belt. *Am. J. Sc.* 279, 19-51.
- TROGER, W.E. (1969). *Optische bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*. Schw. Verlag. Stuttgart. 822 p.
- VELDE, B. y KORNPORST, J. (1969). Stabilité des silicates d'alumine hydratés. *Contr. Min. Petrol.* 21, 63-74.
- VERNON, R.H. (1976). *Metamorphic processes*. Allen & Unwin Ltd. Londres. 242 p.
- (1977). Relationship between microstructures and metamorphic assemblages. *Tectonophysics* 39, 439-452.
- VERNON, R.H. y RANSOM, D.M. (1971). Retrograde schists of the amphibolite facies at Broken Hill, New South Wales. *J. Geol. Soc. Australia* 18, 267-277.
- VIDALE, R. (1969). Metasomatism in chemical gradient and the formation of cal-silicate bands. *Am. J. Sc.* 267, 857-874.
- WEDEPHOL, K.H. (1969). *Handbook of geochemistry*. Springer Verlag. Berlin. t.I, 442 p.
- WENK, E. (1962). Plagioklas als indexmineral in der Zentralalpen. Schweiz. Min. Petro. Mitt. 42, 139-152.
- WESTRA, L. (1970). Metamorphism of alpine age in the southeastern Sierra de los Filabres, SE Spain. Tesis Amsterdam. 82 p.
- WINCHESTER, J.A. y FLOYD, P.A. (1976). Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Plan. Sc. Lett.* 28, 459-469.
- WINKLER, H.G.F. (1974). *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Verlag Berlin. 320 p.
- WINTSCH, R.P. (1975 a). Feldspathization as a result of deformation. *Geol. Soc. Am. Bull.* 86, 35-38.
- (1975 b). Solid-fluid equilibria in the system $KAlSi_3O_8$ - $NaAlSi_3O_8$ - Al_2SiO_5 - SiO_2 - H_2O -HCl. *J. Petrol.* 16, 57-79.
- WYLLIE, P.J. (1973). Experimental petrology and global tectonics a preview *Tectonophysics*. 17, 189-209.
- YODER, H.S. y TILLEY, C.E. (1962). Origin of basalt magmas: an experimental, study of natural and synthetic rocks systems. *J. Petrol.* 3, 342-532.
- ZEN, E-an (1960). Metamorphism of lower paleozoic rocks in the vicinity of the Taconic Range in west-central Vermont. *Am. Min.* 45, 129-175.
- (1961). Mineralogy and petrology of the system Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O in some pyrophyllite deposits of north Carolina. *Am. Min.* 46, 52-66.
- (1963). Components, phases, and criteria of chemical equilibrium in rocks. *Am. J. Sc.* 261, 929-942.
- ZEN, E-an y ALBEE, A.L. (1964). Coexisting muscovite and paragonite in pelitic schists. *Am. Min.* 49, 904-923.



 **IBERGESA**

Ibérica de Especialidades
Geotécnicas, S.A.

Juan Ramón Jiménez, 22, 4º, dcha.
Teléf. 458 75 58 Madrid-16

ESTUDIOS DE:

Geología

Minería

Geofísica

Geotecnia

Hidrogeología

Análisis de materiales

Sondeos