

T-Prav. 16/42 T
17
17

UNIVERSIDAD DE GRANADA
FACULTAD DE CIENCIAS



UNIVERSIDAD DE GRANADA
18-04-96
819

TESIS DOCTORAL

**PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE LOS
ORTOGNEISES DEL COMPLEJO DEL MULHACÉN,
CORDILLERAS BÉTICAS.**

BIBLIOTECA UNIVERSITARIA
GRANADA
Nº Documento 519688544
Nº Copia 21240905

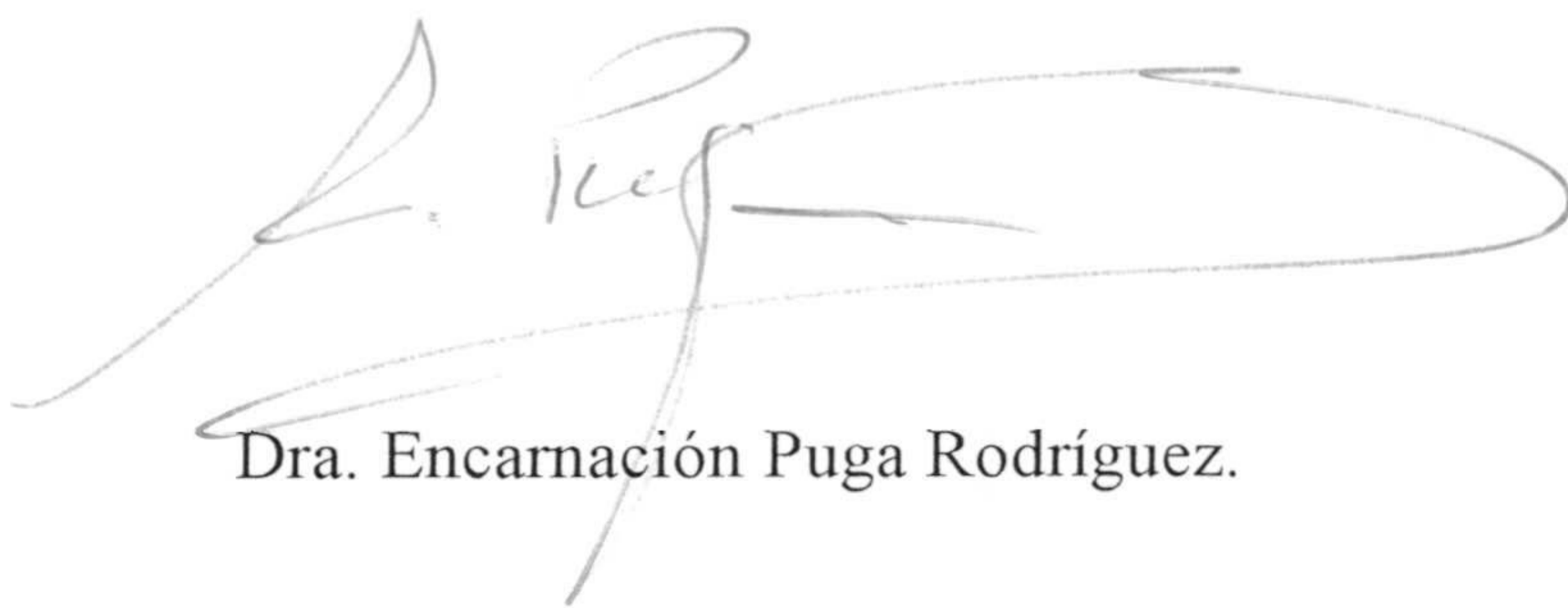
José Miguel Nieto Liñán

Abril, 1996

UNIVERSIDAD DE GRANADA
10 ABR. 1996
COMISION DE DOCTORADO

Los trabajos contenidos en esta memoria que presenta el Licenciado en Ciencias Geológicas JOSÉ MIGUEL NIETO LIÑÁN, para aspirar al Grado de Doctor en Ciencias (Sección Geología) han sido realizados bajo mi dirección.

El Director



Dra. Encarnación Puga Rodríguez.

El Doctorando



D. José Miguel Nieto Liñán.

... En la obra antes mencionada, en la cual estaba trabajando yo entonces, me referí, con ocasión y sin ella, a las tesis de aquél, no refutándolas - ¡que me importan a mí las refutaciones! -, sino, cual conviene a un espíritu positivo, poniendo, en lugar de lo inverosímil, algo más verosímil, y, a veces, en lugar de un error, otro distinto.

Friedrich Nietzsche, La genealogía de la Moral.

ÍNDICE

Resumen

1. Introducción.	1
1.1. Presentación del trabajo.	1
1.2. Objetivos y métodos.	2
1.3. Contexto geológico.	3
1.3.1. Las Cordilleras Béticas en el marco de la orogenia alpina perimediterránea.	3
1.3.2. Dominios, zonas y complejos diferenciados en las Cordilleras Béticas.	5
1.3.2.1. Zonas Externas.	5
1.3.2.2. Dominio de los flyschs.	7
1.3.2.3. Zonas Internas.	7
2. División tectono-estratigráfica del Complejo del Mulhacén.	15
2.1. Antecedentes.	15
2.2. Características litológicas de las unidades diferenciadas.	17
2.2.1. Introducción.	17
2.2.2. Unidad de la Caldera.	19
2.2.3. Unidad Ofiolítica.	21
2.2.4. Unidad de las Sabinas.	22
2.2.5. Formación Soportújar.	23
3. Descripción de los ortogneises y rocas asociadas.	25
3.1. Antecedentes.	25
3.2. Tipos de ortogneises.	26
3.2.1. Ortogneises del tipo 1.	27
3.2.1.1. Afloramientos y descripción macroscópica.	27
3.2.1.2. Mineralogía.	33
3.2.2. Ortogneises del tipo 2.	41
3.2.2.1. Afloramientos y descripción macroscópica.	41
3.2.2.2. Mineralogía.	45

3.3. Rocas asociadas a los ortogneises.	49
3.3.1. Rocas de skarn.	49
3.3.1.1. Afloramientos y descripción macroscópica.	50
3.3.1.2. Mineralogía.	53
3.3.1.3. Origen de estas rocas.	55
3.3.2. Turmalinitas.	58
3.3.2.1. Afloramientos y descripción macroscópica.	58
3.3.2.2. Mineralogía.	59
3.3.2.3. Origen de estas rocas.	59
3.4. Quimismo mineral.	60
3.4.1. Anfíbol.	61
3.4.2. Biotita.	68
3.4.3. Feldespato.	71
3.4.4. Granate.	73
3.4.5. Moscovita.	77
3.4.6. Piroxeno.	83
3.4.7. Turmalina.	84
3.4.8. Otros minerales.	86
4. Composición química de los protolitos.	87
4.1. Introducción.	87
4.2. Geoquímica elemental.	89
4.2.1. Elementos mayores.	89
4.2.2. Trazas y tierras raras.	98
4.2.3. Diagramas de interpretación tectónica.	105
4.3. Geoquímica isotópica.	108
4.3.1. Métodos analíticos.	108
4.3.1.1. Sistema Rb-Sr.	108
4.3.1.2. Sistema Sm-Nd.	109
4.3.2. Resultados.	109
4.3.2.1. Sistema Rb-Sr.	110
4.3.2.2. Sistema Sm-Nd.	113
4.4. Discusión: Procesos de formación y ambiente geodinámico de génesis.	115
4.4.1. Ortogneises del tipo 1.	116
4.4.2. Ortogneises del tipo 2.	120

5. Metamorfismo.	125
5.1. Introducción.	125
5.2. Relaciones blastesis-deformación.	127
5.3. Paragénesis minerales.	128
5.3.1. Metamorfismo de alta presión.	129
5.3.2. Metamorfismo de presión y temperatura intermedias.	131
5.4. Estimación de las condiciones P-T.	132
5.4.1. Termobarometría convencional.	132
5.4.2. Termobarometría de multiequilibrio.	140
5.5. Discusión.	149
6. Geocronología.	153
6.1. Antecedentes.	153
6.2. Sistema Sm-Nd.	157
6.2.1. Introducción.	157
6.2.2. Desequilibrios isotópicos en rocas metamórficas.	158
6.2.3. Resultados.	162
6.2.3.1. Magmatismo hercínico.	162
6.2.3.2. Metamorfismo de alta presión.	163
6.3. Sistemas Ar-Ar y K-Ar.	165
6.3.1. Sistema ^{40}Ar - ^{39}Ar .	165
6.3.2. Sistema ^{40}K - ^{40}Ar .	176
6.4. Síntesis geocronológica.	177
7. Conclusiones.	181
8. Referencias.	183
Láminas.	212
Apéndice I. Descripción de las muestras estudiadas, situación de las mismas y técnicas empleadas en cada muestra.	A-1
Apéndice II. Análisis químicos de roca total y norma CIPW.	A-6
Apéndice IIa: Análisis químicos de ortogneises del tipo 1.	A-9
Apéndice IIb: Análisis químicos de ortogneises del tipo 2.	A-13

Apéndice IIc: Análisis químicos de otras litologías.	A-15
Apéndice IIId: Norma CIPW de ortogneises del tipo 1.	A-16
Apéndice IIe: Norma CIPW de ortogneises del tipo 2.	A-19
Apéndice III. Análisis químicos de fases minerales.	A-21
Anfiboles.	A-23
Biotitas.	A-28
Cloritoides.	A-32
Epidotas.	A-33
Estaurolitas.	A-35
Feldespatos.	A-36
Granates.	A-46
Moscovitas.	A-59
Piroxenos.	A-75
Titanitas.	A-79
Turmalinas.	A-80

RESUMEN

El Complejo del Mulhacén está constituido por la superposición tectónica de una serie de mantos de corrimiento de origen cortical, formados por basamentos de edad Paleozoica (o más antiguos) y coberteras Permo-Mesozoicas, entre los que se encuentra intercalado un manto de naturaleza ofiolítica de edad Jurásico-Cretácica. El Manto Ofiolítico se encuentra tectónicamente intercalado entre los denominados Manto de la Caldera (por debajo) y Manto de las Sabinas (por encima). Tanto en el Manto de la Caldera, como en el de las Sabinas, existen, intercaladas a distintas alturas dentro de la serie, rocas ígneas de composición granítica s.l. transformadas a metagranitos y ortogneises como consecuencia del metamorfismo polifásico alpino.

Dentro de los metagranitos y ortogneises del Complejo del Mulhacén podemos diferenciar dos tipos en función de sus características de campo, petrográficas y geoquímicas:

- *Ortogneises del tipo 1.* Los metagranitos y ortogneises de este tipo aparecen intercalados entre micaesquistos grafitosos del basamento de la Caldera, y conservan en parte estructuras y texturas de origen plutónico. Presentan una composición química bastante homogénea, con contenidos en SiO₂ generalmente mayores del 70%, carácter peralumínico y bajos contenidos en CaO, ferromagnesianos y tierras raras. Desde el punto de vista tectónico, se pueden clasificar como granitos sincolisionales. La signatura isotópica del Sr y Nd para estas rocas, junto con los valores de las edades modelo, indican un origen netamente cortical por fusión parcial de rocas metasedimentarias antiguas, así como que durante el Paleozoico no hubo aportes mantélicos importantes en este sector de la cadena alpina. Rocas de este tipo, procedentes de Sierra de los Filabres, se han datado en este trabajo como Carbonífero Superior (307±34 m.a.) mediante Sm/Nd, las cuales habían sido datadas previamente como Pérmico Inferior (275±30 m.a.) mediante Rb/Sr (Andriessen et al., 1991).

- *Ortogneises del tipo 2.* Los ortogneises de este segundo grupo se presentan, en su mayoría, formando parte de las coberteras de los mantos de origen cortical, en niveles estratoides de varios centímetros a pocos metros de espesor y gran continuidad lateral que sugieren un origen volcánico. Presentan una composición química más variable que los del grupo anterior con rocas intermedias y ácidas, carácter meta-alumínico a ligeramente peraluminico y mayores contenidos en CaO, ferromagnesianos y tierras raras. Desde el punto de vista tectónico se pueden clasificar como granitos de intraplaca, y dentro de estos, pertenecerían a los granitos intruidos en corteza continental adelgazada, a juzgar por las evidencias de campo y de acuerdo con la evolución post-hercínica (caracterizada por procesos de fracturación y rifting) evidenciada para este sector de la cadena alpina en la reconstrucciones paleogeográficas. La signatura isotópica del Sr y Nd en estas rocas muestra un origen complejo, cortical con influencia mantélica variable, o viceversa, como se pone también de manifiesto en el rejuvenecimiento de las edades modelo con respecto a las del grupo anterior. Rocas de este tipo, procedentes de Sierra Nevada (Puga, 1971) y Sierra de los Filabres (Andriessen et al., 1991) han sido datadas como Trias Superior.

Los datos precedentes permiten deducir una evolución en el contexto geodinámico de la génesis del magmatismo que originó estos ortogneises, que pasaría desde un ambiente sincolisional, al final de la Orogenia Hercínica, hasta un ambiente distensivo en corteza continental adelgazada durante el Permo-Trias.

La posterior evolución alpina de estas rocas, junto con la del resto de los litotipos del Complejo del Mulhacén, permite poner de manifiesto la existencia de dos grandes eventos metamórficos separados por una etapa distensiva de edad Paleocena. El primero, durante el Cretáceo Superior, se caracteriza por el desarrollo de paragénesis en facies de eclogitas, y presenta un gradiente en las condiciones del climax metamórfico, aumentando estas de Este a Oeste. Un segundo evento, de presión y temperatura intermedias y ubicado en el Eoceno-Oligoceno, produce la retrogresión parcial de las paragénesis eclogíticas previas, y el desarrollo de nuevas paragénesis en facies de esquistos verdes a anfibolitas.

1. INTRODUCCIÓN.

1.1. PRESENTACIÓN DEL TRABAJO.

Esta memoria se ha estructurado en los siguientes capítulos:

Capítulo primero: Se hace una breve descripción del contexto geológico en el que se enmarcan los materiales estudiados, previa exposición de los objetivos de esta Tesis y de los métodos empleados para llevarlos a cabo.

Capítulo segundo: Se hace una revisión histórica de las propuestas de subdivisión de las rocas del aquí denominado Complejo del Mulhacén, se plantea el estado actual de los conocimientos, y se describen las secuencias tectono-estratigráficas de las unidades de este complejo.

Capítulo tercero: Se realiza una descripción de afloramientos, macroscópica y microscópica de las rocas objeto de este trabajo. Se propone una división de los ortogneises en dos grupos con características diferenciales, una clasificación de las rocas asociadas genéticamente a los ortogneises y se realiza un estudio de la composición de los minerales más significativos de estas rocas.

Capítulo cuarto: Se realiza un estudio geoquímico, elemental e isotópico, de los dos grupos de ortogneises diferenciados. Este estudio permite la clasificación tectónica de estas rocas así como inferencias sobre los procesos de formación de las mismas y el ambiente geodinámico de génesis.

Capítulo quinto: Se estudia el metamorfismo sufrido por los ortogneises durante la orogenia alpina, con especial énfasis en el primer evento metamórfico de alta presión, que es del que se dispone de más datos. Se

cuncluye con la existencia de un gradiente en las condiciones de climax de este evento de alta presión, que aumentan de E a O.

Capítulo sexto: Se hace una revisión de los estudios geocronológicos en el Complejo del Mulhacén, se exponen los resultados obtenidos en este trabajo y finalmente se presentan una síntesis geocronológica a modo de esquema evolutivo de los procesos ígneos y metamórficos que estas rocas registran. Se discute además la importancia, puesta de manifiesto en las eclogitas, de los desequilibrios isotópicos encontrados, sobre todo para el caso del granate.

Capítulo séptimo: Se exponen las conclusiones más significativas a las que se ha llegado en esta memoria.

1.2. OBJETIVOS Y MÉTODOS.

Los objetivos a cubrir que se plantearon al inicio de esta Tesis Doctoral son los siguientes:

- Descripción de las rocas gneísicas del Complejo del Mulhacén y diferenciación de los principales litotipos presentes.
- Descripción de las rocas genéticamente asociadas a estos ortogneises.
- Caracterización petrológica y geoquímica de los ortogneises.
- Utilización de los ortogneises como criterio litoestratigráfico para la correlación de las unidades previamente descritas en Sierra Nevada y Sierra de los Filabres, así como para contribuir al establecimiento de la secuencia litoestratigráfica de las unidades de origen cortical.
- Caracterización del área fuente de los magmas que originaron estas rocas y estudio de los procesos de formación de estos magmas con objeto de aportar nuevos datos que permitan reconstruir la evolución geodinámica, poco conocida para este sector de la orogenía alpina, entre el final del ciclo hercínico y el comienzo del alpino.
- Estudio del metamorfismo de alta presión en estas rocas, y comparación con los resultados obtenidos en otros litotipos, para así poder dilucidar las posibles diferencias existentes entre las presiones máximas alcanzadas en

las distintas unidades y los gradientes de presión dentro de una misma unidad.

- Datación de los eventos ígneos y metamórficos identificados.

Para cubrir estos objetivos, aparte del trabajo de base en cualquier estudio petrológico y geoquímico (revisión de cartografías previas, muestreo, etc.), se han utilizado los siguientes métodos:

- Estudio petrográfico detallado encaminado a la caracterización mineralógica de estas rocas y el establecimiento, en su caso, de las relaciones blastesis-deformación.
- Análisis químico de las asociaciones minerales más significativas mediante microsonda electrónica. Este estudio se ha realizado con la microsonda del Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada.
- Análisis químico de roca total de los litotipos de mayor interés mediante XRF e ICP-MS en el Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada.
- Análisis isotópicos (sistemas Rb-Sr y Sm-Nd) realizados en el Instituto Max-Planck de Química de Mainz y el Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada.
- Dataciones Sm-Nd, Ar-Ar y K-Ar realizadas respectivamente en el Instituto Max-Planck de Química, la Universidad de Montpellier y la Universidad de Coimbra.

1.3. CONTEXTO GEOLÓGICO.

1.3.1. Las Cordilleras Béticas en el marco de la orogenia alpina perimediterránea.

Las Cordilleras Béticas constituyen una alineación montañosa alargada de OSO a ENE al Sur de la Península Ibérica, que se extiende a lo largo de 600 km., desde el Golfo de Cádiz hasta las costas meridionales del País Valenciano, y se prolonga bajo el Mar Mediterráneo hasta las Islas Baleares, formando una franja de 200 km. de anchura máxima, limitada al N por la Depresión del Guadalquivir, el borde meridional de La Mancha y el extremo

meridional de la Cordillera Ibérica. Las Cordilleras Béticas enlazan mediante el arco de Gibraltar con la Cordillera del Rif de Marruecos, rodeando ambas el extremo occidental del Mediterráneo conocido como Mar de Alborán (Figura 1.1). El Rif se prolonga hacia el E, a lo largo del N de Africa, a través del Tell y las Kabilias argelinas formando los magrébides, que enlazan con los Apeninos en Calabria por medio del Arco Calabro-Peloritano, y estos al W y N enlazan, respectivamente, con el bloque Corso-Sardo y los Alpes occidentales. Todas estas cadenas alpinas perimediterráneas se desarrollaron entre el Cretáceo y el Terciario, y tienen como características comunes, entre otras, las siguientes:

- evolución preorogénica mesozoica caracterizada por una fuerte diferenciación de dominios paleogeográficos en relación con el desarrollo de una tectónica extensional.
- estructuras compresionales fundamentalmente caracterizadas por el apilamiento de unidades alóctonas.
- metamorfismo regional con una evolución desde condiciones de menor a mayor gradiente geotérmico a lo largo de la orogenia alpina.

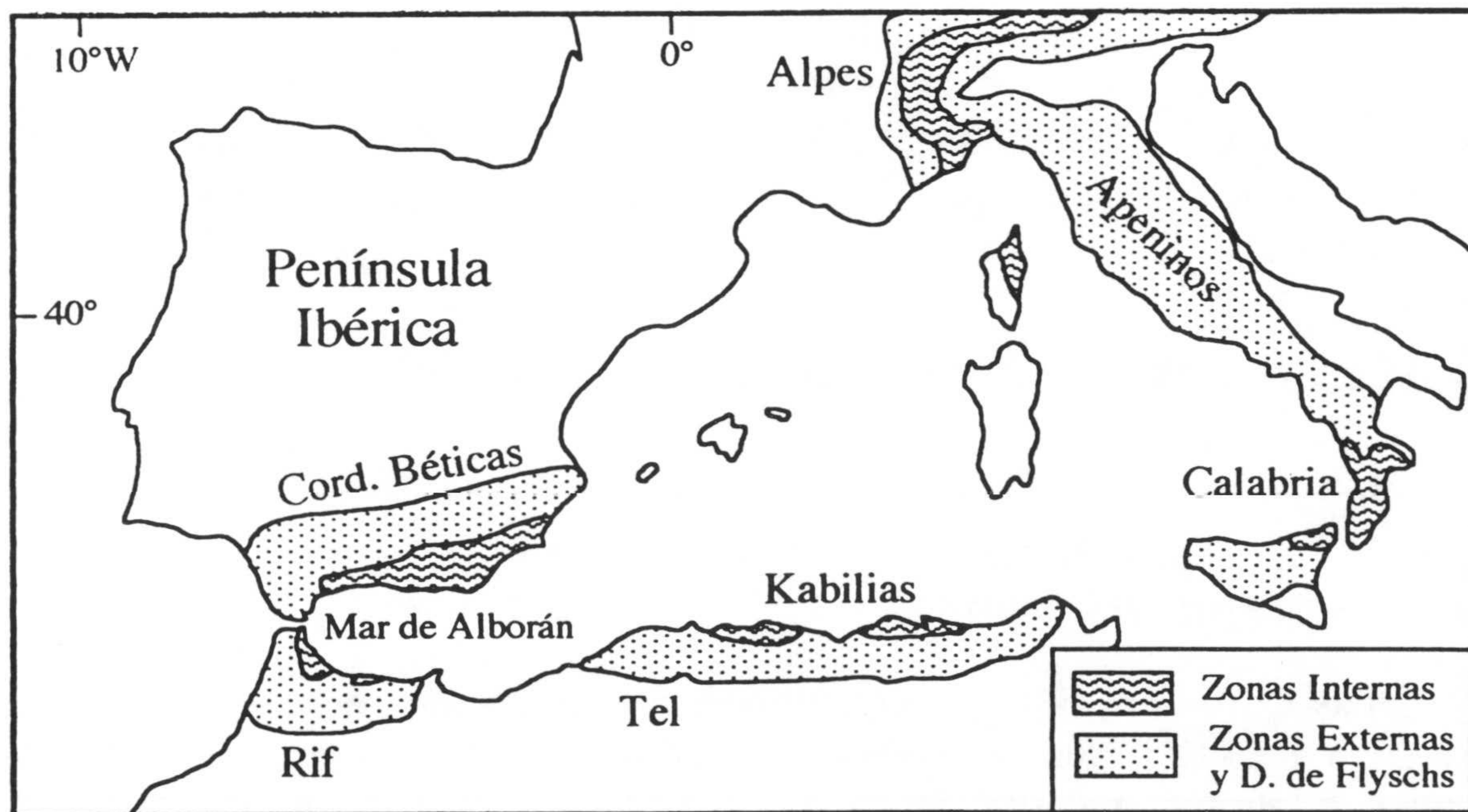


Figura 1.1. Esquema simplificado de la situación de las cadenas alpinas perimediterráneas.

En todas las cadenas alpinas que rodean el Mediterráneo occidental se pueden diferenciar: zonas o dominios externos, dominios intermedios o de los flyschs, y zonas o dominios internos.

Las **zonas externas** de estas cadenas se caracterizan: por el despegue generalizado de las coberteras, mesozoicas y paleógenas, con respecto a los zócalos, cuya estructuración alpina es mucho más débil; el depósito de los materiales constitutivos de estas coberteras sobre los márgenes estables de los dominios continentales próximos que formaban parte de las placas Ibérica, Africana y Adriática; la presencia localizada de un metamorfismo alpino de grado muy bajo.

Los **dominios de los flyschs** están formados por mantos de cobertera constituidos por sedimentos, en gran parte turbidíticos, de edades comprendidas entre el Cretáceo inferior y el Mioceno, que se depositaron en cuencas profundas situadas entre los dominios paleogeográficos correspondientes a las zonas externas e internas.

Los Complejos más representativos de las **zonas internas** se caracterizan: por la íntima asociación de las coberteras mesozoicas y paleógenas con los basamentos hercínicos, o más antiguos, en las estructuras tectónicas, aunque algunos, excepcionalmente, están formados solamente por materiales mesozoicos o más recientes; por la intensidad de su metamorfismo alpino, de grado bajo a alto, que oblitera en gran parte el metamorfismo prealpino preexistente en los basamentos; y por la intercalación de unidades ofiolíticas, procedentes de una o varias franjas oceánicas de edad jurásica, entre los mantos de origen cortical.

1.3.2. Dominios, zonas y complejos diferenciados en las Cordilleras Béticas.

1.3.2.1. Zonas Externas.

Las Zonas Externas de esta cordillera (Fallot, 1948), conocidas también como Dominio Sudibérico (Balanyá y García Dueñas, 1986), están formadas por materiales mesozóicos y terciarios depositados sobre el zócalo hercínico del Macizo Ibérico y representan, por tanto, el paleomargen meridional de la Placa Ibérica durante el Mesozoico y parte del Cenozoico. Comprenden los

siguientes subdominios paleogeográficos (o zonas): Depresión del Guadalquivir, Prebético y Subbético.

La **Depresión del Guadalquivir** está formada por un prisma sedimentario de edad neógena, depositado sobre una delgada formación mesozoica, o bien directamente sobre el zócalo hercínico de la Meseta. Aflora en la región centro-occidental de la cordillera, y está constituido por materiales, sin y postorogénicos, entre los cuales existen formaciones olistostrómicas de procedencia subbética.

La **Zona Prebética** aflora solamente en la parte centro-oriental de la cordillera, donde constituye la parte más proximal del margen continental meridional ibérico. Se caracteriza por el depósito de materiales jurásicos y cretácicos en un medio de plataforma somera, presentando facies neríticas e incluso continentales.

La **Zona Subbética**, situada al sur de la anterior, corresponde a la parte distal de dicho margen continental. Se caracteriza por facies pelágicas desde el Jurásico medio al Cretácico, depositadas en un medio marino profundo, especialmente en la zona intermedia conocida como Subbético medio, que corresponde a un surco subsidente en el que se desarrolló un vulcanismo basáltico submarino importante a lo largo del Jurásico (García Hernández et al., 1980). Entre los materiales del Trías germánico infrayacentes, y en toda la extensión de las zonas externas, existen también manifestaciones subvolcánicas del mismo tipo de magmatismo, y pequeñas coladas volcánicas submarinas de afinidad toleítica, conocidas como ofitas (Puga et al., 1989; Morata, 1993).

Los materiales de las Zonas Prebética y Subbética están estructurados en mantos de cobertera, con un despegue generalizado con respecto al zócalo, que no aflora en ningún punto. Los únicos indicios directos de la naturaleza de este zócalo son los xenolitos de rocas metapelíticas que se han encontrado, parcialmente asimilados, en los basaltos y doleritas de edad jurásica de la Zona Subbética (Puga, 1978; Puga y Portugal, 1989; Morata y Puga, 1992). El metamorfismo alpino en las Zonas Externas se ha desarrollado en facies de zeolitas, prehnita-pumpellyita y pumpellyita-actinolita (Puga et al., 1983, 1988; Aguirre et al., 1992; Morata et al., 1994, 1995). La mayor intensidad se registra en el Trías de Antequera, donde las ofitas contienen localmente crossita, que ha sido datada por el método K/Ar como originada en el Cretáceo superior (Puga y Ruiz Cruz, 1980; Puga et al., 1983). Otras

dataciones K/Ar de roca total, de diversos afloramientos de ofitas subbéticas, indican edades metamórficas eocenas o más recientes (Puga et al., 1988).

1.3.2.2. Dominio de los flyschs.

El Dominio de los flyschs, que aflora sólo en la zona occidental de la cordillera, está constituido por los flyschs del Campo de Gibraltar o gaditanos (Durand-Delgá, 1980; Olivier, 1984; Guerrero et al., 1993), de edad Cretácico-Aquitaniense, que se continúan bajo el estrecho de Gibraltar con los flyschs magrebíes. Están compuestos por sedimentos, en gran parte turbidíticos, indicativos de medios de sedimentación profundos, con batimetrías máximas en el Cretácico inferior que sugieren que el surco se ubicaba, en esta edad, sobre una porción de litosfera atenuada con corteza continental muy adelgazada o parcialmente oceánica (Biju-Duval et al., 1977; Bourgois, 1980; Dercourt et al., 1985; Bouillin et al., 1986; Martín Algarra, 1987). Estos materiales están estructurados en una serie de unidades tectónicas, desprovistas de su basamento, cabalgantes sobre el Dominio Sudibérico.

1.3.2.3. Zonas Internas.

Las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas, conocidas también como Zona Bética s. str. (Fallot, 1948), afloran al SSE de las Zonas Externas, formando una banda bastante continua, limitada al S por el Mediterráneo, de unos 400 km. de longitud y hasta 50 km. de ancho en la transversal de Almería. En las Zonas Internas se han diferenciado clásicamente tres complejos, formados por unidades metamórficas, denominados: Maláguide, Alpujárride y Nevado-Filábride, que fueron definidos respectivamente por Blumenthal (1927), Van Bemmelen, (1927) y Egeler (1963). A estos complejos, Egeler y Simon (1969) añadieron el Complejo Ballabona-Cucharón, formado por materiales de cobertera que previamente se habían considerado integrantes de los complejos Alpujárride y Nevado-Filábride. Los materiales integrantes de este complejo fueron considerados por Aldaya et al., (1979), no obstante, como pertenecientes al grupo de mantos inferior del Complejo Alpujárride, mientras que Simon y Visscher (1983) los subdividieron adjudicando una parte al Complejo Alpujárride y otra a un nuevo complejo denominado Almágride, que constituiría una prolongación del Subbético bajo las Zonas Internas a juzgar (según Kozur et al., 1985) por la similitud de sus secuencias triásicas con el Trias Subbético de la provincia de Murcia. Por otra parte, Puga et al. (1996) consideran algunos de los afloramientos que previamente se habían incluido en el Complejo Ballabona-Cucharón como pertenecientes a la Formación Soportújar del Complejo

Nevado-Filábride. Este último complejo fué redefinido por Puga et al. (1974) como Complejo de Sierra Nevada, y después subdividido por Díaz de Federico (1980) en los Grupos de Mantos, o Complejos, del Mulhacén y del Veleta, basándose en los criterios expuestos en Puga (1976) y Puga y Díaz de Federico (1978).

El Complejo del Veleta es el más profundo de las Zonas Internas Béticas (Figura 1.2) y sobre él se han emplazado tectónicamente el Complejo del Mulhacén y posteriormente los Complejos Alpujárride y Maláguide (Puga y Díaz de Federico, 1978; Torres Roldán, 1979; Díaz de Federico et al., 1979, 1980, 1990; Vissers, 1981; de Jong, 1991). Los Complejos del Veleta y del Mulhacén afloran sólo en los sectores central y oriental de las Cordilleras Béticas, formando una serie de ventanas tectónicas bajo los mantos del Complejo Alpujárride y, localmente, directamente bajo los del Complejo Maláguide suprayacente. Por el contrario, estos dos últimos complejos afloran en toda la extensión de las Cordilleras Béticas y continúan en la Cordillera del Rif donde se denominan Sébtides y Gomárides respectivamente (Didon et al., 1973). Por otra parte, litologías similares a las integrantes del Complejo del Mulhacén, que no afloran en la Cordillera Rifeña, lo hacen en las Kabilias argelinas, en Calabria y en los Alpes occidentales (Bouillin, 1983; Desmons, 1989; Morten et al., 1993).

El Complejo del Veleta está formado principalmente por una serie muy potente (hasta 6.000 m. de potencia secundaria) y litológicamente monótona de micaesquistos grafitosos con granate, cloritoide o albita, alternantes con cuarcitas, más abundantes hacia la parte alta, que pueden corresponder a una cobertera de edad pérmica (Puga, 1976; Puga y Díaz de Federico, 1978; Díaz de Federico, 1980; Díaz de Federico et al., 1980; 1990). Localmente, los micaesquistos grafitosos contienen niveles decimétricos a métricos de mármoles con grafito y biotita que fueron datados como Devónico medio por Lafuste y Pavillon (1976), y escasos niveles de metabasitas procedentes de basaltos toleíticos continentales (Puga et al., en prep.). Este complejo está probablemente compuesto por un empilamiento de mantos de corrimiento, no fácilmente distinguibles a causa de su monótona litología y de la similitud en grado metamórfico en toda la secuencia (Puga y Díaz de Federico, 1978; Gomez Pugnaire, 1981; Vissers, 1981; Martínez Martínez, 1986; Alvarez, 1987; de Jong, 1991). La Formación de San Francisco, consistente en una alternancia de micaesquistos grafitosos y micaesquistos claros con cloritoide y/o distena, con algunos niveles de cuarcitas, que aparece localmente en Sierra Nevada, y fué considerada como una unidad tectónica basal del Complejo del Mulhacén (Puga y Díaz de Federico, 1978), podría igualmente

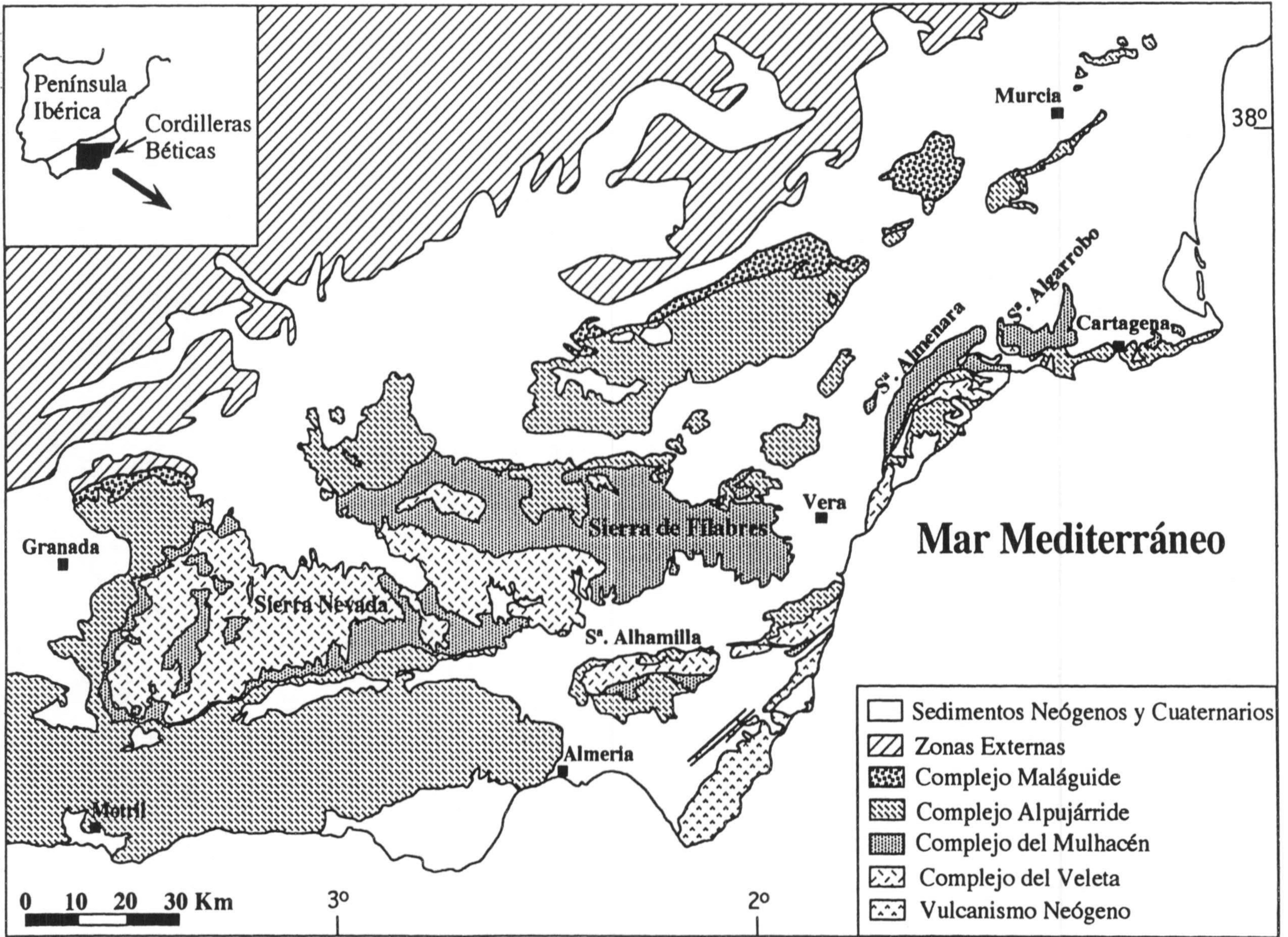


Figura 1.2. Mapa geológico sintético de la parte centro-oriental de las Cordilleras Béticas.

formar parte de la cobertera del Complejo del Veleta dada su similitud con este en lo referente a características metamórficas, e incluso a la posible continuidad estratigráfica que parece evidenciarse en algunos puntos. El metamorfismo en este complejo se ha desarrollado en facies de anfibolitas de albita-epidota en dos acontecimientos alpinos, a juzgar por las dataciones K/Ar y Ar/Ar de sus micaesquistos, cuarcitas y metabasitas, que oscilan alrededor de 52 y 20 m.a. (Monié et al., en prep.), y por la semejanza de su esquema deformacional con el de las series de cobertera del Complejo del Mulhacén (Puga y Díaz de Federico, 1976, 1978; Díaz de Federico et al., 1980, 1990; González Lodeiro et al., 1984; Martínez Martínez, 1986; de Jong, 1991, 1993; Jabaloy, 1993; Soto, 1993). Este metamorfismo alpino ha obliterado las probables paragénesis prealpinas de bajo grado, de las cuales el único vestigio preservado se encuentra en escasos afloramientos de micaesquistos, muy ricos en grafito, de Sierra Nevada y Sierra de Filabres, que contienen peciloblastos milimétricos de cloritoide con microestructuras prealpinas fosilizadas en su interior (Puga y Díaz de Federico, 1976, 1978; Díaz de Federico, 1980; Vissers, 1981).

El **Complejo del Mulhacén** tiene una variedad litológica mucho mayor que el Complejo del Veleta, como se muestra esquemáticamente en la columna litoestratigráfica de la Figura 2.1. Está formado fundamentalmente por dos mantos de corrimiento de origen cortical, compuestos por series de basamento paleozoicas y coberteras mesozoicas, más o menos imbricadas tectónicamente, entre los que localmente se encuentra intercalado un manto de naturaleza ofiolítica de edad Jurásico-Cretácica (Puga et al., 1989, 1992; Díaz de Federico et al., 1990). Discordante sobre cada uno de estos mantos se encuentra una formación discontinua vulcanosedimentaria, de origen continental y evaporítico, conocida como Formación Soportújar, que se depositó entre los acontecimientos metamórficos eoalpino y mesoalpino, y cuyas meta-andesitas han sido datadas por K/Ar como paleocenas (Puga et al., 1984, 1992, 1996; Díaz de Federico et al., 1990). El metamorfismo en este complejo se desarrolló en facies de eclogitas durante el acontecimiento eoalpino y en facies de anfibolitas de albita-epidota durante el acontecimiento mesoalpino (Puga et al., 1987, 1989, 1995). El esquema deformacional alpino acompañante de estos periodos de blasténesis se muestra en la Tabla 1.1. Las deformaciones prealpinas (no consideradas en la Tabla 1.1), mejor preservadas en Sierra Nevada que en Sierra de Filabres, se encuentran en algunos boudines y capas, de decimétricos a métricos, de micaesquistos con grafito del basamento de la unidad más baja del complejo. Estos micaesquistos contienen también paragénesis prealpinas, en facies de anfibolitas almandínicas, que han sido parcialmente obliteradas durante los

acontecimientos eoalpino y mesoalpino (Puga y Díaz de Federico, 1976, 1978; Vissers, 1977, 1981; Gómez Pugnaire y Sassi, 1983; Díaz de Federico et al., 1980, 1990; Gómez Pugnaire y Franz, 1988). Las características litológicas, y la sucesión litoestratigráfica, de las diferentes unidades que componen este complejo se expondrán en el capítulo siguiente.

Fases de Deformación	Estructuras planares	Otras estructuras	Blastesis asociada
D ₁	Esquistosidad S ₁	Pliegues P ₁ escasos de abiertos a isoclinales	Facies eclogitas post-D ₁ : facies equistos verdes
D ₂	Esquistosidad S ₂	Pliegues P ₂ abundantes de cerrados a isoclinales	Facies esquistos verdes-anfibolitas
D ₃	Esquistosidad de crenulación S ₃	Pliegues P ₃ abundantes de abiertos a cerrados, pequeña amplitud y plano axial subvertical	Facies esquistos verdes
D ₄	Crenulación extensional S ₄	En las inmediaciones de fallas normales de bajo ángulo	Facies esquistos verdes-bajo grado (blastesis escasa)

Tabla 1.1. Esquema deformacional de las rocas del Complejo del Mulhacén (modificado de Díaz de Federico et al., 1990).

En el **Complejo Alpujárride** se suelen distinguir tres grupos de unidades tectónicas superpuestas: Mantos Superiores, Medios e Inferiores, formados por una secuencia tipo que incluye rocas metapelíticas de edad paleozoica y permo-triásica y rocas carbonatadas de edad triásica (Dürr, 1967; Orozco, 1972; Navarro Vilá, 1976; Aldaya et al., 1979, 1981, 1982; Delgado et al., 1981; Flügel et al., 1984; Sanz de Galdeano, 1990). Los mantos alpujárrides superiores contienen metapelitas de grado alto, gneises, migmatitas, granulitas y anfibolitas (Westerhof, 1977; Loomis, 1977; Torres Roldán, 1979, 1981, 1983; Balanyá, 1991; García Casco, 1993) entre las que se encuentra intercalada una gruesa lámina de peridotitas subcontinentales, subdividida en varios cuerpos que forman los correspondientes macizos peridotíticos en la Serranía de Ronda (Obata, 1980; Tubía, 1985; Balanyá y García Dueñas, 1987, 1991; Van der Wal y Vissers, 1993). Como reliquias

dentro de anfibolitas existentes en una unidad bajo las peridotitas, se han encontrado eclogitas (Tubia y Gil Ibarra, 1991), que contienen zircones cuya edad magmática obtenida mediante U/Pb con SHRIMP es jurásica, mientras que sus bordes de recristalización metamórfica son Mioceno inferior (Sánchez Rodríguez et al., 1995). Los mantos más bajos son menos variados litológicamente; los intermedios están formados por metapelitas de zócalo y cobertera, gneises y carbonatos, mientras que en los inferiores predominan las metapelitas y los carbonatos de cobertera, estos últimos intruidos por doleritas datadas mediante K/Ar como jurásicas (Puga y Torres Roldán, 1989). El metamorfismo alpino en el Complejo Alpujarride ha obliterado las probables paragénesis prealpinas del basamento, y ha evolucionado desde un gradiente intermedio (Torres Roldán, 1979, 1981) o bajo (Goffé et al., 1989; Tubía et al., 1991; Monié et al., 1991; Azañón, 1994) hasta un gradiente alto, superior al registrado en los Complejos infrayacentes del Mulhacén y Veleta (Westra, 1969; Díaz de Federico et al., 1979, 1990; Vissers, 1981; de Jong, 1991; García Casco, 1993; Azañón, 1994). El elevado gradiente final ha permitido el desarrollo, bastante generalizado en las metapelitas del basamento, de andalucita, a veces en asociación con silimanita y cordierita (minerales nunca presentes en los complejos infrayacentes), mientras que en las rocas de cobertera se desarrollaban paragénesis en facies de esquistos verdes de grado bajo (Díaz de Federico et al., 1979, 1990). La evolución metamórfica final deducida por García Casco (1993) para los gneises y metapelitas de uno de los mantos alpujarrides superiores, supone una descompresión casi isotérma a partir de un climax de 10-12 kb y 600 °C, seguida de tasas muy elevadas de enfriamiento y exhumación (de 200 a 500 °C/m.a, y 2.5 a 5 km./m.a.) entre 22 y 19 m.a. (Zeck et al., 1989, 1992; Monié et al., 1994), que podrían explicarse por un proceso de colapso extensional de este complejo. Este proceso ha sido también invocado para otros sectores de este complejo por Platt et al. (1983) y Azañón (1993, 1994) entre otros.

El **Complejo Maláguide** está formado por rocas de edad paleozoica cubiertas discordantemente por una cobertera pérmico-mesozoica y terciaria parcialmente despegada. Su metamorfismo de grado muy bajo (Ruiz Cruz y Puga, 1992; Nieto et al., 1994; Ruiz Cruz y Moreno Real, 1993; Ruiz Cruz y Andreo, 1996), que sólo afecta a las secuencias permo-triásicas y paleozoicas, no impide reconocer una secuencia bien diferenciada que comprende términos desde el Silúrico hasta el Mioceno medio (Durand-Delgá, 1968; Paquet, 1969; Navarro Vilá, 1976; Torres Roldán, 1979; Mäkel, 1985; Martín Algarra, 1987; Ruiz Cruz y Serrano, 1991; Balanyá, 1991; Lonergan, 1993). La estructuración de este complejo, y la edad de su metamorfismo, parecen haberse iniciado para el basamento en la orogenia hercínica (Balanyá, 1986;

Nieto et al., 1994) y haberse extendido hasta la orogenia alpina (Torres Roldán, 1979; Balanyá, 1991; Ruiz Cruz y Moreno Real, 1993; Vissers et al., 1995; Ruiz Cruz y Andreo, 1996). En el Triás maláguide de la región de Velez-Rubio existen rocas volcánicas que fueron citadas por Soediono (1971). Se trata de coladas submarinas con pillow lavas cuya composición es de basaltos alcalinos, que muestran afinidades composicionales con basaltos de islas oceánicas (Puga, com. pers.).

Las Zonas Internas Béticas constituyen la parte interna y más extensa del denominado **Dominio de Alborán** (García Dueñas y Balanyá, 1986) que se extiende también a las cordilleras rifeñas. De este dominio formarían parte, además de los complejos metamórficos de las Zonas Internas, los Complejos de la Dorsal y la Predorsal (Durand-Delgá y Foucault, 1967; Didon et al., 1973) y el de Alosaina (Balanyá y García Dueñas, 1986, 1987), que afloran de forma discontinua en la periferia del dominio y más extensamente en su parte occidental. Los Complejos de la Dorsal y Predorsal están formados por rocas mesozoicas y terciarias, con afinidades alpujárrides o maláguides según los puntos (Fontboté y Vera, 1983), y han sido interpretados como mantos de cobertera despegados de la parte frontal de los Complejos Alpujáride y Maláguide (Nold et al., 1980; Wildi, 1983; Martín Algarra, 1987). El Complejo de Alosaina está constituido por un conjunto de elementos afines a la Dorsal y la Predorsal, de estructura desorganizada, incorporados a sedimentos del Mioceno inferior. Estos tres complejos, compuestos mayoritariamente por rocas sedimentarias, podrían haberse depositado entre las zonas internas y las externas, o entre aquellas y el surco de los flyschs (Balanyá, 1991).

La mayor parte de las reconstrucciones palinspásticas de las Cordilleras Béticas sitúan a los complejos integrantes del Dominio de Alborán en posiciones relativamente más orientales que las que ahora ocupan (Andrieux et al., 1971, 1988; Wildi, 1983; Guerrero et al., 1993; Ricou, 1994). Actualmente las Zonas Internas y Externas están yuxtapuestas a lo largo de un accidente tectónico de dirección N70°E, más o menos rectilíneo, buzante al Sur pero muy deformado (Durand-Delgá y Fontboté, 1980), a lo largo del cual se produjeron desplazamientos dextrorsos que desplazaron las Zonas Internas desde el Este hasta su posición actual al principio del Mioceno (Bourgeois, 1978; Sanz de Galdeano, 1983, 1990; Martín Algarra, 1987). El empilamiento de los complejos que componen el Dominio de Alborán, pudo iniciarse a partir del Cretáceo superior-Eoceno, después del acontecimiento metamórfico eoalpino, aunque en cualquier caso este no habría culminado hasta después del acontecimiento mesoalpino, entre el Oligoceno y el Mioceno inferior. La

estructuración última de las unidades tectónicas se ha producido durante un colapso extensional de edad Miocena, sincolisional, que ha afectado a las Cordilleras Bético-Rifeñas, u orógeno de Alborán, en su conjunto (Platt y Vissers, 1989; García Dueñas et al., 1992; Crespo Blanc et al., 1994 a,b; Vissers et al., 1995). Esta estructuración extensional final, en gran parte, se ha realizado reactivando los antiguos accidentes compresivos (García Dueñas et al., 1992; Jabaloy et al., 1992) por lo que enmascara la interpretación de estos accidentes. Los mantos que componen los complejos más altos de este dominio se encuentran cabalgantes tanto sobre las Zonas Externas Béticas como sobre el dominio magrebí, y constituyen el basamento del actual Mar de Alborán, que está formado por una corteza continental muy delgada (13-20 Km) sobre un manto de velocidad anómalamente baja (Banda et al., 1983).

2. DIVISIÓN TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DEL COMPLEJO DEL MULHACÉN.

2.1. ANTECEDENTES.

El Complejo del Mulhacén constituye, como se ha indicado en el capítulo anterior, la parte mas alta del previamente denominado Complejo Nevado-Filábride. Sus afloramientos constituyen una serie de isleos tectónicos sobre el Complejo del Veleta, formando ambos complejos los núcleos de una sucesión de anticlinales, de edad miocena y orientación E-O, que afloran desde Sierra Nevada, en su extemo occidental, hasta las proximidades del Cabo de Palos en la provincia de Murcia (Figura 1.2). El Complejo Nevado-Filábride fué definido por Egeler (1963) como constituido por un empilamiento de unidades tectónicas derivadas de un único basamento pre-permotriásico, correspondiente a los "esquistos cristalinos de Sierra Nevada" de Brouwer (1926a,b), y una cobertera permotriásica, triásica y más reciente, que se correspondía, en gran parte, con las secuencias litológicas heterogeneas denominadas "Mischungszone" por el mismo autor. Egeler y Simon (1969) consideraron la relación existente entre el basamento (que ellos consideraban único) del Complejo Nevado-Filábride y su cobertera como estratigráfica, y supusieron que el contacto entre ambos se realizaría mediante una discordancia hercínica jalonada, localmente, por metaconglomerados como los que habían sido descubiertos en la parte central de Sierra de Filabres por De Roever, Linthout y Kroon. Estos criterios fueron seguidos, en general, por los geólogos de la Escuela de Amsterdam que trabajaban en Sierra de Filabres y Sierra Alhamilla (Nijhuis, 1964; Voet, 1967; Langenberg, 1972; Kampschuur, 1975; Vissers, 1981).

Puga (1971) realizó, sin embargo, una subdivisión del "Cristalino de Sierra Nevada" aflorante en Sierra Nevada occidental, en dos conjuntos litológicos denominados Manto del Veleta (infrayacente) y Manto del

Mulhacén (suprayacente) con sucesiones litológicas diferentes y evoluciones prealpinas y alpinas también diferenciales. Este hecho llevó a la redefinición del Complejo Nevado-Filábride como Complejo de Sierra Nevada, realizada por Puga et al. (1974), para poner de manifiesto las diferencias observadas por estos autores entre los mantos del Veleta y del Mulhacén, en toda la extensión de Sierra Nevada, que estaban en contradicción con la idea de una sucesión estratigráfica entre un único zócalo y una única cobertera, con características metamórficas comunes, contenida en la definición inicial. Puga y Díaz de Federico (1976, 1978) describieron las características de los metamorfismos prealpino y alpino de las diferentes unidades tectónicas diferenciadas en el Complejo de Sierra Nevada, las cuales fueron identificadas por Díaz de Federico (1980) como mantos de corrimiento. Esto le llevó a introducir el concepto de Grupos de Mantos, o Complejos, del Veleta y del Mulhacén, ambos formados por zócalos Paleozoicos y coberteras, de edad pérmica en el Veleta, y de edades comprendidas entre el Pérmico y el Paleógeno en el Mulhacén. Los criterios de diferenciación de estos complejos han resultado ser aplicables, no sólo en Sierra Nevada, sino en toda la extensión del Complejo Nevado-Filábride (Gómez-Pugnaire, 1981; Simon y Visscher, 1983; Martínez Martínez, 1986; Alvarez, 1987; Díaz de Federico et al., 1990; Bakker et al., 1989; Puga et al., 1989, 1996; de Jong, 1991, 1992, 1993; de Jong y Baker, 1991; Tendero et al., 1993; entre otros), por lo que la subdivisión del mismo en los Complejos del Veleta y del Mulhacén puede ser generalizada.

La subdivisión del Complejo del Mulhacén en diferentes unidades tectónicas han ido cambiando a lo largo del tiempo, a medida que han ido avanzando los conocimientos estructurales, petrológicos y geoquímicos sobre el mismo, como puede verse, además de en los trabajos previamente citados, en los de Kampschuur y Rondel (1975), Linthout y Vissers (1979), Platt et al. (1983), García Dueñas et al. (1988), Jabaloy (1993), Soto (1993), Sánchez Vizcaino (1994) y en el presente trabajo, entre otros. Este hecho, junto a las dificultades de asignación de algunas formaciones, como la Formación Soportújar, al Complejo del Mulhacén o a otro Complejo Bético, dadas las diferencias de su evolución metamórfica con la de las restantes formaciones del complejo del Mulhacén, se debe a la complicada historia tectono-metamórfica de este complejo, en el que las laminaciones y repeticiones tectónicas, perceptibles a todas las escalas, afectan de forma irregular a las diferentes formaciones y unidades del mismo, dificultando enormemente la reconstrucción de las secuencias litológicas pre-metamórficas.

Los avances en el conocimiento geoquímico de los distintos tipos de rocas básicas existentes en los Complejos del Mulhacén y Veleta, y de sus respectivas condiciones de génesis y edad absoluta, han servido, por una parte, para corroborar las diferencias entre estos complejos y, por otra, para diferenciar una unidad ofiolítica, formada por litotipos básicos y ultrabásicos asociados, así como por los metasedimentos suprayacentes (Puga, 1990; Díaz de Federico et al., 1990), que previamente no se había diferenciado de las unidades de la Caldera y de las Sabinas entre las que se encuentra tectónicamente intercalada. La datación de restos de foraminíferos de edad cretácea en la secuencia sedimentaria de esta asociación ofiolítica (Tendero et al., 1993), y su similitud litológica y de edad con los sedimentos asociados con las ofiolitas alpino-apenínicas, han confirmado el establecimiento de esta unidad tectónica procedente de un suelo oceánico Tethysiano (Puga et al., 1989, 1995), intercalada entre otras unidades de procedencia cortical.

Por otra parte, la precisión de las características geoquímicas de las meta-andesitas del Complejo del Mulhacén y de sus condiciones de génesis y edad absoluta (Puga et al., 1996), han confirmado la existencia de un proceso de subducción eoalpino, responsable de la formación de los magmas de los que proceden estas rocas; mientras que la incorporación de las piroclastitas andesíticas en la matriz de conglomerados poligénicos nutridos, en parte, por rocas de otras unidades del complejo afectadas por el metamorfismo de alta presión eoalpino, ha permitido caracterizar la Formación Soportújar que los contiene como depósitos intraorogénicos de edad paleógena (Puga et al., 1984, 1996).

Finalmente, la caracterización petrológica y geoquímica de los diferentes tipos de gneises del complejo, realizada en este trabajo, ha permitido establecer criterios adicionales de diferenciación entre las unidades corticales (Caldera y Sabinas), que contienen estos litotipos.

2.2. CARACTERÍSTICAS LITOLÓGICAS DE LAS UNIDADES DIFERENCIADAS.

2.2.1. Introducción.

Las unidades que pueden diferenciarse en el Complejo del Mulhacén utilizando criterios petrológicos, geoquímicos y de edad de sus litotipos, así como de las condiciones de génesis y evolución de su metamorfismo, son las mostradas en la Figura 2.1, que se describen en este apartado. En esta

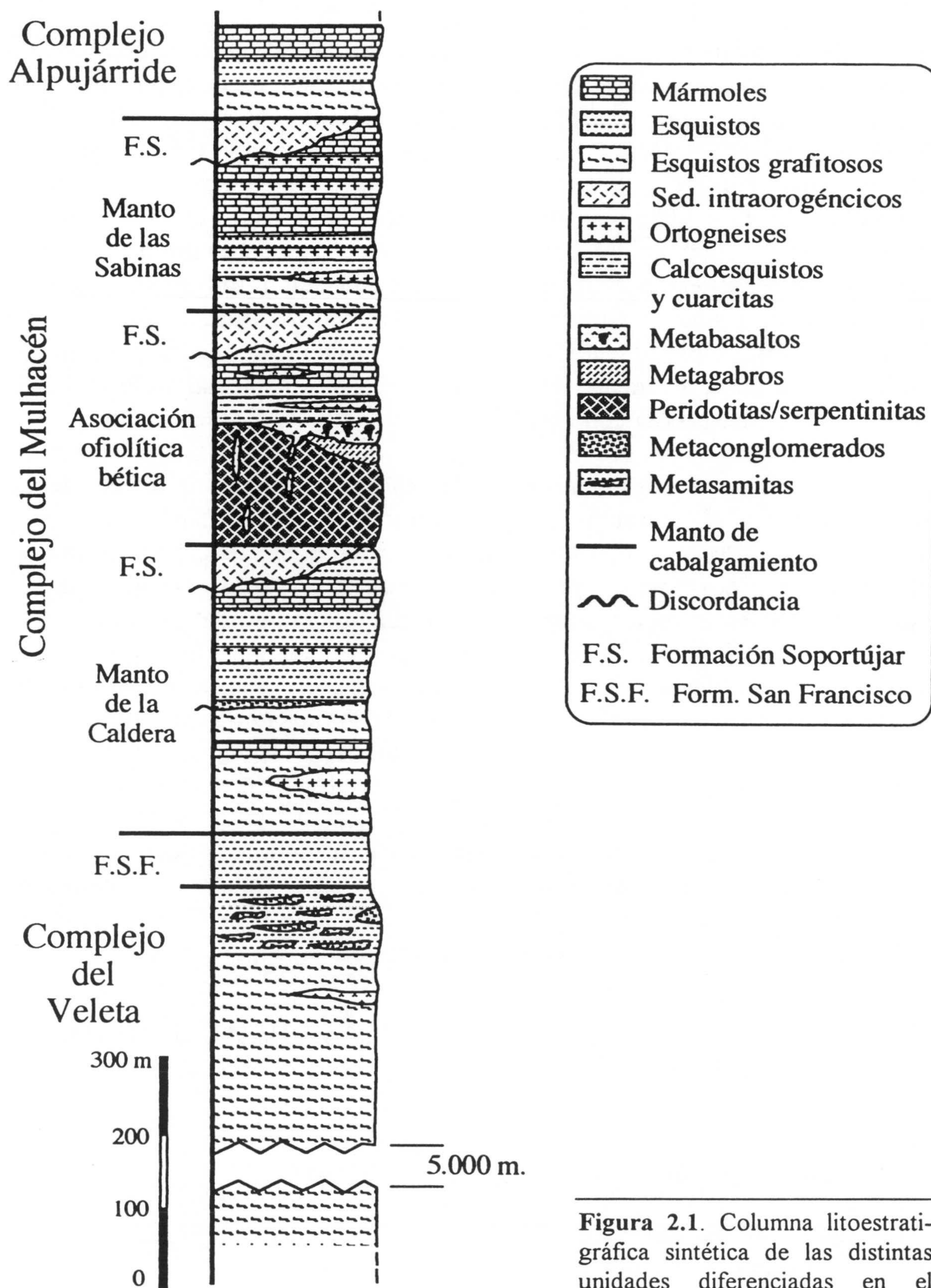


Figura 2.1. Columna litoestratigráfica sintética de las distintas unidades diferenciadas en el Complejo del Mulhacén.

reconstrucción tectono-estratigráfica se han intentado descontar las superposiciones y laminaciones tectónicas que han tenido lugar en etapas orogénicas sucesivas desde el Mesozoico al final del Mioceno, en este complejo, que son la causa principal de las variaciones en la sucesión de unidades propuestas para el mismo por distintos investigadores, especialmente en Sierra de Filabres (Linthout y Vissers, 1979), y que dificultan las correlaciones con las propuestas para Sierra Nevada por Puga y Díaz de Federico (1978) y Díaz de Federico et al. (1990).

Se ha seguido en general el esquema y sucesión de unidades propuesto por Díaz de Federico et al. (1990), que es aplicable tanto en Sierra Nevada como en Sierra de Filabres, con la excepción de la adjudicación tentativa de la Unidad de San Francisco a la cobertera del Complejo del Veleta (Figura 2.1). Este cambio no es seguro con los datos actualmente disponibles, dado que los litotipos de esta formación, compuesta en los afloramientos conocidos de Sierra Nevada, exclusivamente por micaesquistos de grano fino con distena y/o cloritoide, no presentan paragénesis que permitan cuantificar de forma precisa sus condiciones de génesis, y estas pueden corresponder con las condiciones alcanzadas en el acontecimiento meso-alpino tanto en el Complejo del Veleta como en el del Mulhacén (Puga et al., in prep).

Las potencias asignadas en la Figura 2.1 a las distintas formaciones y unidades del complejo son potencias medias secundarias, estimadas perpendicularmente a la esquistosidad más patente alpina (S_2), pero el espesor de cada una de ellas es muy variable, disminuyendo generalmente desde la zona oriental a la occidental, y en numerosos cortes, junto a repeticiones tectónicas, son también frecuentes las laminaciones parciales, o totales, de formaciones, e incluso de una o más unidades. La milonitización es una característica frecuente en cualquier nivel del complejo y especialmente notable en las proximidades de los contactos entre las unidades tectónicas descritas, afectando también, por consiguiente, de forma notable a la Formación intraorogénica y evaporítica de Soportújar que ha servido de nivel de despegue en la superposición tectónica de estas unidades.

2.2.2. Unidad de la Caldera.

La unidad basal del Complejo del Mulhacén es la Unidad de la Caldera, en el sentido utilizado por Díaz de Federico et al. (1990). Su composición es en gran parte similar a la indicada en la definición inicial de esta unidad realizada por Puga (1971) y Puga y Díaz de Federico (1978), pero sin incluir la asociación básico-ultrabásica y sus sedimentos suprayacentes, que antes se

suponian integrantes de la cobertera y actualmente se consideran constitutivos de la unidad ofiolítica suprayacente. Esta unidad está formada por micaesquistos grafitosos y cuarcitas de un basamento Paleozoico, con algunas intercalaciones de mármoles en la zona oriental, y una cobertera, formada fundamentalmente por esquistos claros con delgados niveles marmóreos hacia la parte alta, separados localmente por conglomerados (Egeler y Simon, 1969; Gómez Pugnaire et al., 1981; Jabaloy, 1993). En la parte inferior del basamento se conservan localmente en los micaesquistos grafitosos paragénesis prealpinas, en facies de anfibolitas almandínicas, y microestructuras de la misma edad, especialmente en la región de Sierra Nevada, que están parcialmente obliteradas por las asociaciones y deformaciones eoalpinas y mesoalpinas subsecuentes (Puga y Díaz de Federico, 1976, 1978; Vissers, 1981; Gomez Pugnaire y Sassi, 1983; Gomez Pugnaire y Franz, 1988). En este nivel del basamento, y en niveles más superficiales del mismo carentes de paragénesis prealpinas reconocibles, se encuentran intercalaciones de metagranitos y ortogneises graníticos, de los clasificados en este trabajo como del tipo 1 (Capítulo 3), con texturas y estructuras plutónicas y pegmatoides, menos deformadas en la región oriental del complejo. Entre los esquistos claros de la cobertera hay también intercalaciones estratoides de ortogneises ácidos a intermedios, con alternancias centimétricas a decimétricas de tipos leucocratos y melanocratos. Sobre diferentes formaciones de esta cobertera, pueden encontrarse, localmente en discordancia, materiales de la Formación Soportújar, con niveles conglomeráticos, localmente tufíticos, y conteniendo algunos lentejones de meta-andesitas anfibolitizadas (Puga et al., 1996). El contacto de esta unidad con el Complejo del Veleta infrayacente se realiza a través de una zona de cizalla (González Lodeiro et al., 1984; Martínez Martínez, 1986; Orozco, 1986; García Dueñas et al., 1987; de Jong, 1991, 1993), que afecta tanto a los micaesquistos grafitosos y cuarcitas del techo de este complejo como a los micaesquistos grafitosos del basamento de la Caldera en los que los peciloblastos prealpinos, que pueden alcanzar hasta varios centímetros de longitud (Puga et al., 1976), se pseudomorfizan por agregados de sericita que forman grandes láminas contenidas en las superficies de la esquistosidad alpina más aparente (S_2).

La Unidad de la Caldera puede correlacionarse, en líneas generales, con la Unidad Nevado-Lubrín de Linthout y Vissers (1979), así como con la Unidad de Macael de estos mismos autores.

2.2.3. Unidad Ofiolítica.

La Unidad Ofiolítica, que está situada tectonicamente entre la de la Caldera (infrayacente) y la de las Sabinas (suprayacente) (Figura 2.1), podría correlacionarse, a su vez, con la Unidad Umbría de las Canteras de Vissers (1981), así como con la formación de mármoles y esquistos de la Yedra y las anfibolitas infrayacentes de de Jong y Bakker (1991). Esta unidad está formada por los materiales componentes de una asociación ofiolítica, desmembrada y metamorfizada, definida como Asociación Ofiolítica Bética por Puga (1990), y diferenciada como una unidad tectónica de origen oceánico, intercalada entre las unidades de origen cortical de la Caldera y las Sabinas por Díaz de Federico et al. (1990). Los afloramientos de esta unidad suelen estar formados por eclogitas y/o anfibolitas, procedentes de gabros, doleritas o basaltos, que pueden estar espacialmente asociadas, o no, a rocas ultramáficas, generalmente serpentinizadas, y a metasedimentos entre los que puede haber niveles o lentejones intercalados de estos tipos de rocas máficas y ultramáficas.

Las rocas ultramáficas de esta unidad, serpentinitas y harzburgitas secundarias con texturas de tipo spinifex, contienen abundantes diques doleríticos, parcialmente rodingitizados, que localmente conservan características químicas de tipo MORB como los metabasaltos y metagabros asociados (Bodinier et al., 1993; Puga et al., 1993, 1995). La presencia de rodingitas en esta unidad es, al igual que la afinidad química de sus protolitos doleríticos, un argumento a favor del origen oceánico de la misma, ya que este tipo de rocas sólo se encuentran en ofiolitas o en dorsales oceánicas actuales (Honnorez y Kirst, 1975; Hekinian, 1982; Nicolas, 1989), y nunca en macizos ultramáficos procedentes de litosfera continental como los del Complejo Alpujárride .

Los afloramientos de rocas básicas metamorfizadas, suelen presentar litotipos procedentes de gabros, en algunos casos cumulíticos, con tránsitos graduales hacia meta-basaltos con texturas amigdaloides y con niveles de pillow lavas, con diversos grados de deformación (Puga et al., 1989, 1995). Localmente estas rocas básicas preservan paragénesis ígneas que muestran secuencias de cristalización típicas de basaltos toleíticos, así como asociaciones metamórficas de alto gradiente propias de fondo oceánico, parcialmente obliteradas por el metamorfismo orogénico alpino (Puga et al., 1989). Estas metabasitas preservan afinidad química con los basaltos generados en las dorsales oceánicas (tipo T-MORB o E-MORB), a pesar del metamorfismo orogénico que ha transformado sus paragénesis, al igual que las metabasitas que forman parte de los complejos ofiolíticos Alpino-

Apenínicos (Bodinier et al., 1987; Puga et al., 1989, 1995; Cámara, 1995). Un metagabro cumulítico de Cóbдар, con paragénesis ígneas preservadas, ha sido datado por Ar/Ar como generado en el límite Triásico-Jurásico (Puga et al., 1995), mientras que una meta-dolerita de Lubrín ha sido datada por Rb/Sr como Jurásico medio (Hebeda et al., 1980) y varios metabasaltos de Cóbдар han sido datados por K/Ar como Jurásico superior (Portugal et al., 1988). Los gabros datados como del límite Triásico-Jurásico contienen pseudomorfos de chialtolito, indicativos de la asimilación de rocas metapelíticas por el magma (Puga et al., 1989; Gomez Pugnaire y Muñoz, 1991), proceso que probablemente tuvo lugar durante el estadio de rifting que precedió a la generación del suelo oceánico, desarrollado a lo largo del Jurásico a juzgar por las otras dataciones radiométricas.

La secuencia sedimentaria de esta unidad está formada fundamentalmente por calcoesquistos con intercalaciones de mármoles y micaesquistos, y un nivel de cuarcitas puras hacia la base. Tendero et al. (1993) han descrito una serie de unidades litológicas dentro de esta secuencia que son similares a las que recubren las ofiolitas Alpinas (Lagabrielle et al., 1985; Deville et al., 1992) y han identificado restos de foraminíferos de edad Cretacea en un nivel de calcoesquistos cerca de Cóbдар, similar a los encontrados en la cobertera sedimentaria de un afloramiento de ofiolitas de los Alpes por Lemoine et al. (1984). Los metasedimentos de esta unidad pueden encontrarse depositados directamente sobre rocas ultramáficas, o sobre rocas máficas de esta asociación (Figura 2.1) y, en algunos casos (como en el Cerro del Almirez), presentan mineralizaciones hidrotermales de Fe-Mn típicas de los sedimentos oceánicos de dorsal (Puga et al., 1993).

2.2.4. Unidad de Sabinas.

La Unidad de las Sabinas constituye el manto superior del complejo (Figura 2.1). Está formada por micaesquistos grafitosos, probablemente constitutivos de un basamento Paleozoico, y una serie de cobertera, de edad pérmica y triásica, a la que se superponen en discordancia localmente materiales de la Formación Soportújar (Díaz de Federico et al., 1990). Las imbricaciones tectónicas con materiales de la Unidad ofiolítica infrayacente y las repeticiones de algunas secuencias, y unidades, como consecuencia de pliegues isoclinales de gran radio (Platt et al., 1983; García Dueñas et al., 1988), llevaron a Puga (1971) a suponer una mayor complejidad litológica en la definición de esta unidad. Sus litotipos son algo parecidos a los constituyentes de la Unidad de la Caldera, pero presentan algunas peculiaridades que indican su procedencia de una sección diferente de corteza

continental, que ocuparía una posición paleogeográfica probablemente más proximal durante el Trias, dado que en su cobertera predominan las rocas carbonatadas y no las pelíticas como en aquella unidad (Figura 2.1). Los ortogneises, algunos de cuyos niveles han sido datados como triásicos, son frecuentes como intercalaciones alternantes con las rocas carbonatadas y pelíticas de la cobertera. Se trata de ortogneises de origen volcánico, del tipo 2 definido en este trabajo; sin embargo, a diferencia de la Unidad de la Caldera, no se han encontrado en esta unidad ortogneises intrusivos entre las rocas del posible basamento. Este, es de una composición más simple que el basamento de la Caldera ya que está formado solamente por micaesquistos grafitosos, en los que no se preservan restos del probable metamorfismo prealpino. Los depósitos de la Formación Soportújar sobre las rocas de la unidad de las Sabinas son frecuentes, y han sido considerados por algunos autores como la parte superior de la cobertera triásica de esta unidad, aunque el grado metamórfico menor que presentan, con respecto a los materiales de la cobertera infrayacente, han llevado a otros autores a considerarlos alternativamente como parte de las unidades Alpujárrides inferiores, de unidades intermedias entre Alpujárrides y Nevado-Filábrides, o bien del Complejo Ballabona-Cucharon (Egeler y Simon, 1969; Martínez Martínez, 1986; de Jong, 1991).

2.2.5. Formación Soportújar.

La Formación Soportújar fué definida como tal por Puga et al. (1984) en alusión a esta localidad de la Alpujarra granadina, en la que la mayor parte de sus litotipos están bien representados, y era conocida previamente como Formación de mármoles conglomeráticos y metatufitas (Díaz de Federico y Puga, 1974) en alusión a algunos de sus litotipos más característicos, y como Formación intraorogénica (Puga y Díaz de Federico, 1978), indicando su edad relativa de depósito entre los acontecimientos orogénicos eoalpino y mesoalpino, que han afectado a las diferentes unidades del Complejo del Mulhacén sobre las que estos materiales se depositaron durante el Paleógeno. Otros autores han distinguido también esta formación como independiente dentro del Complejo Nevado-Filábride, denominándola como Formación de los Lobos (Gómez Pugnaire, 1981), o Formación Alboloduy (Martínez Martínez, 1986). Esta formación constituye un nivel discontinuo que, salvo localmente, no suele alcanzar más de varias decenas de metros de espesor, y que está formada por metasedimentos de origen continental y evaporítico, fundamentalmente rocas carbonatadas y filitas, con niveles conglomeráticos, entre las que se encuentran intercaladas meta-andesitas basálticas calcoalcalinas transformadas en cloritoesquistos o anfíbolitas. Estas meta-

andesitas, de afinidad calcoalcalina, pueden encontrarse dispersas como material piroclástico entre los sedimentos coétaneos, formando tufitas, que son características de esta formación; o bien, formar pequeños cuerpos intrusivos, generalmente en rocas carbonatadas de esta formación, que suelen presentarse anfibolitizados, y que han sido confundidos con las anfibolitas procedentes de magmas basálticos, de afinidad toleítica y origen oceánico, integrantes de la asociación ofiolítica de edad jurásica, lo que ha contribuido a la polémica sobre el origen de las metabasitas del complejo (Puga et al., 1996). Los conglomerados de esta formación, constituyen también una litología peculiar de la misma, formada por cantos polimetamórficos, desde milimétricos a métricos, de diferentes tipos de rocas procedentes de distintas unidades del Complejo del Mulhacén, en una matriz monometamórfica afectada solamente por metamorfismo de P y T intermedia. Este mismo tipo de metamorfismo, en facies esquistos verdes o anfibolitas de albita-epidota, que afecta a la matriz de los conglomerados, es el que se registra en los restantes litotipos, orto y para-derivados de esta formación, lo que se traduce en la presencia en la misma de litotipos metamórficos peculiares, como filitas y cloritoesquistos albiticos, que no están presentes en las otras formaciones del Complejo (Puga et al., 1984, 1996). El metamorfismo del acontecimiento meso-alpino, fué el primero que afectó a estos depósitos intraorogénicos, conjuntamente con los de las unidades infrayacentes, por lo que la Formación Soportújar es monometamórfica y carece de las paragénesis de alta presión, formadas en facies de eclogitas, que son características del Complejo del Mulhacén (Puga y Díaz de Federico, 1987; Puga et al., 1984, 1996). Estos hechos diferenciales han sido la causa de la asignación, antes mencionada, de esta formación a otras unidades o complejos; sin embargo, algunos afloramientos de filitas de esta formación, de la localidad de Cóbdar, han sido considerados como afectados por metamorfismo de alta presión (Gómez Pugnaire y Cámara, 1990; Gómez Pugnaire et al., 1994), aunque en opinión de Puga et al. (1996) se trata de condiciones metamórficas propias del acontecimiento meso-alpino.

Como se ha indicado anteriormente, los materiales de esta formación se depositaron, sobre diferentes formaciones del Complejo del Mulhacén, después de su metamorfismo y surrección eoalpinos, de edad Cretácea, y antes del empilamiento de mantos del complejo, que siguió al acontecimiento metamórfico mesoalpino, por lo que esta formación representa un nivel guía para la separación de las unidades tectónicas diferenciadas en la Figura 2.1, de gran utilidad, dada su peculiar litología y su extensión a todo el complejo (Puga et al., 1996).

3. DESCRIPCIÓN DE LOS ORTOGNEISES Y ROCAS ASOCIADAS.

3.1. ANTECEDENTES.

La presencia de rocas de carácter gneísico entre los materiales del actualmente denominado Complejo del Mulhacén fue puesta de manifiesto desde las primeras investigaciones geológicas realizadas en las Cordilleras Béticas en el siglo pasado (Barrois y Offret, 1889; Bertrand y Killiam, 1889; Gonzalo y Tarín, 1891). Ya en este siglo, y de entre una serie de trabajos pioneros sobre los materiales de Sierra Nevada y Sierra de los Filabres, podemos destacar algunos en los cuales aparecen las primeras descripciones e interpretaciones de estos gneises. Así, Zermatten (1929) en su estudio sobre la geología del margen Oeste de Sierra Nevada, pone de manifiesto la similitud de la composición química de estos gneises con la de algunas rocas magmáticas, pero atribuye sin embargo un origen sedimentario a los protolitos originales. De igual modo, Fallot et al., (1961) interpretan estas rocas como el resultado de la feldespatización de rocas sedimentarias, por un proceso de metasomatismo alcalino. Por otro lado, Zeylmans van Emmichoven (1925) en su estudio sobre la geología de Sierra de los Filabres les atribuye un origen ígneo.

A mediados de los años sesenta y comienzos de los setenta se publicaron los primeros estudios petrológicos de detalle sobre los materiales del Complejo del Mulhacén. En estos trabajos, el origen ortoderivado de los gneises fue finalmente corroborado tanto en Sierra Nevada (Puga y Fontboté, 1966a; Puga, 1970; Puga, 1971) como en Sierra de los Filabres (Nijhuis, 1964; Priem et al., 1966; Voet, 1967) con argumentos de tipo petrográfico, mineralógico, geoquímico y geocronológico. Sin embargo, los distintos autores plantean discrepancias en cuanto a su origen plutónico y/o volcánico (e.g., Voet, 1967; pag. 33-34). A partir de estos primeros estudios

petrológicos de detalle, y hasta nuestros días, podemos distinguir dos “escuelas” que difieren tanto en la asignación de unidades e interpretación de la secuencia litológica de materiales en general, como en la edad y origen de los gneises en particular.

Por un lado, la “*escuela Holandesa*”, constituida básicamente por los geólogos formados en la Universidad de Amsterdam, interpreta todas las rocas de carácter gneísico como de origen plutónico. Esta interpretación, basada en los argumentos petrológicos expuestos por Nijhuis (1964) y Voet (1967), junto con las dataciones radiométricas de Priem et al. (1966), es la mantenida por las nuevas generaciones de geólogos de esta escuela (e.g., Andriessen et al., 1991; de Jong, 1991; Weijermars, 1991). Por otro lado, la “*escuela Española*”, integrada por los geólogos formados en la Universidad de Granada, ha mantenido desde los primeros trabajos publicados la existencia de dos tipos distintos de gneises, unos de origen plutónico y otros de origen volcánico (Puga y Fontboté, 1966a; Puga, 1970). En cualquier caso, y aunque la mayoría de los autores que han trabajado en las rocas del Complejo del Mulhacén han citado su presencia y descrito algunas de sus características, no se ha realizado hasta la fecha ningún estudio petrológico-geoquímico de detalle de este tipo de rocas, que como veremos mas adelante son fundamentales para reconstituir la evolución geodinámica tardihercínica de este Complejo.

3.2. TIPOS DE ORTOGNEISES.

Los ortogneises del Complejo del Mulhacén se pueden clasificar en dos grupos en función de sus características de campo (tipo de afloramiento, rocas asociadas, extensión, etc.), petrográficas y mineralógicas:

- **Ortogneises del tipo 1:** de origen plutónico.
- **Ortogneises del tipo 2:** de origen volcánico o subvolcánico.

Esta clasificación, sin embargo, presenta a veces graves limitaciones debido sobre todo a dos factores:

- La gran similitud en cuanto a tipo de roca y mineralogía que puede existir entre algunos miembros de ambos grupos.
- La deformación y el metamorfismo polifásico que estas rocas han sufrido durante la orogenia alpina, que puede llegar a enmascarar gran parte de sus características originales.

Como veremos en el capítulo siguiente, estas limitaciones se pueden solventar con criterios de tipo geoquímico e isotópico, ya que salvo en raras ocasiones (rocas muy milonitizadas y/o albitizadas) la composición química original de la roca se preserva para la mayoría de los elementos, y esta es característica para cada tipo de ortogneis.

En la descripción que sigue, al referirse a la deformación (D_N) o foliación (S_N) que se pueden reconocer un afloramiento o un tipo de roca en concreto, se utilizará la nomenclatura establecida de forma general en la Tabla 1.1 para los materiales del Complejo del Mulhacén, y expuesta para el caso de los ortogneises en el Capítulo 5.

3.2.1. Ortogneises del tipo 1.

3.2.1.1. Afloramientos y descripción macroscópica.

Los metagranitos y ortogneises del tipo 1 aparecen intercalados entre micaesquistos grafitosos del basamento de la Caldera. Son fácilmente distinguibles en el campo por su color claro, que resalta mucho sobre los esquistos grafitosos entre los que se encuentran intercalados. Este color blanquecino se debe a su gran abundancia en minerales leucocratos (viz. feldespatos potásicos, plagioclasa y cuarzo). Suelen presentar un alto grado de deformación, aflorando por tanto como cuerpos elongados cuyos contactos con las rocas de caja están paralelizados a la foliación principal (S_2). Sin embargo, en los cuerpos de mayor tamaño o con un menor grado de deformación, se suelen preservar estructuras y texturas de origen plutónico.

Los afloramientos de este tipo de gneises que he muestreado y estudiado aparecen relacionados en el Anexo I y representados en los Mapas 3, 4 y 5. De entre estos afloramientos, los más interesantes, y por tanto los que pasaré a describir brevemente a continuación, son: el del “Prado del Cebollar” en Sierra Nevada, y el del “Collado Monda” en Sierra de Filabres. Los otros afloramientos estudiados presentan un mayor grado de deformación que los anteriormente citados, así como una menor extensión y variedad litológica, por lo que su descripción es de menor interés.

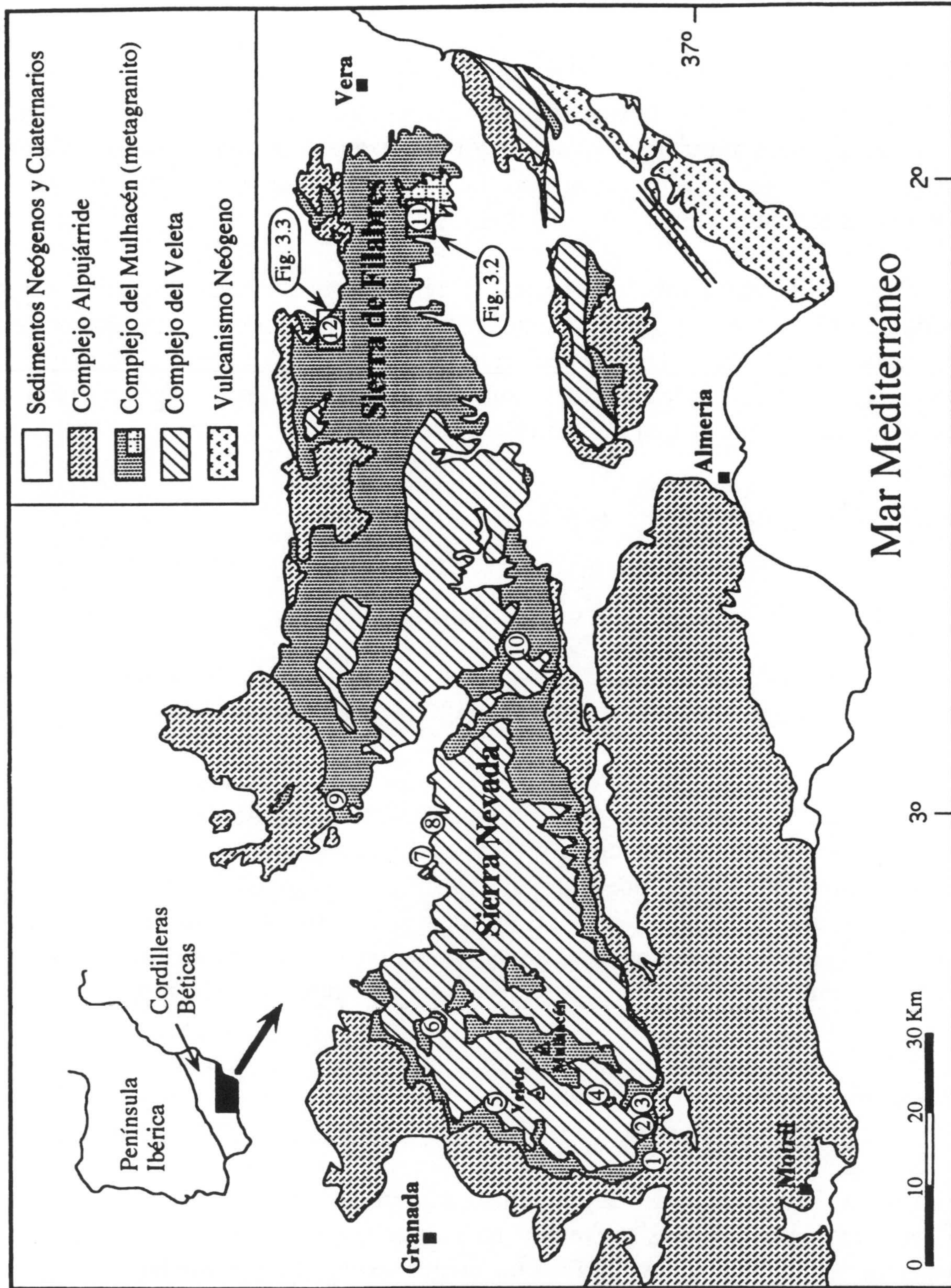


Figura 3.1. Mapa geológico sintético de la parte cent-o-oriental de las Cordilleras Béticas donde se muestra la situación de las localidades con afloramientos estudiados en este trabajo. 1) Lanjarón; 2) Cañar; 3) Soportújar; 4) Prado del Cebollar; 5) Estación de Sierra Nevada; 6) Bacaes; 7) Ferreira; 8) Dólar; 9) Charches; 10) Santillana-Montenegro; 11) Lubrín; 12) Lijar.

Prado del Cebollar

Este afloramiento constituye un isleó tectónico del Manto de la Caldera sobre el Complejo del Veleta. Se localiza en la ladera Sur del Pico de las Alegas, aproximadamente a 7.5 km. al Norte de la localidad de Soportújar, a unos 2450 m. de altitud, y está representado con el punto 4 en la Figura 3.1. Está formado por una lámina de metagranitos y ortogneises de 25 a 30 m. de potencia y una extensión de c.a. 5000 m.², intercalada entre micaesquistos grafitosos con granate del basamento de la Caldera. La deformación en la parte más interna del cuerpo de gneises es moderada, aumentando esta hacia los bordes de forma progresiva. Este afloramiento es el único de los estudiados en el que se ha identificado con claridad la foliación S_1 en ortogneises, definida por la orientación subparalela de cristales de fengita en la parte central y menos deformada del cuerpo. A esta S_1 se superpone, hacia los bordes del cuerpo, una S_2 que oblitera completamente la foliación anterior.

Desde el punto de vista macroscópico, en este afloramiento podemos distinguir los siguientes tipos de rocas:

- Metagranitos porfídicos. Constituyen la mayor parte del afloramiento. En ellos destaca la marcada heterometría de tamaño de grano que presentan, con megacristales de feldespatos potásicos de hasta 20 cm. de longitud en una matriz de grano medio a grueso (Foto 1, Lám. 1). En las muestras menos deformadas se pueden distinguir a simple vista, en cortes perpendiculares a la foliación S_1 , los dominios que ocupaban los minerales de origen ígneo, que ahora aparecen reemplazados por asociaciones metamórficas mono o poliminerálicas (Foto 10, Lám. 5). En las muestras más deformadas, por contra, estos dominios están completamente obliterados por una foliación S_1 , mejor desarrollada que en el caso anterior, que rodea a los porfidoclastos de feldespatos potásicos, y que se caracteriza por la alternancia de bandas más oscuras ricas en biotita, moscovita, granate, anfíbol y mena metálica, y bandas más claras ricas en cuarzo, plagioclasa, moscovita y feldespatos potásicos.
- Gneises ojosos. Aparecen en el borde inferior del cuerpo, hacia el contacto con los esquistos grafitosos. Presentan un mayor grado de deformación (D_2) que los metagranitos porfídicos, y en ellos no se preservan dominios de antiguos minerales ígneos. Su textura es ojosa o "augen", donde porfidoclastos de hasta 2 cm. de feldespatos potásicos destacan sobre una matriz constituida por cuarzo, feldespatos potásicos, plagioclasa, moscovita y cantidades menores de biotita y granate.

- Meta-aplitas. Representadas por un filón de unos 20 cm. de espesor que corta a los gneises ojosos (Foto 2, Lám. 1). Presentan una textura granoblástica de tamaño de grano fino a medio, y están constituidas por cuarzo, feldespatos potásico, plagioclasa y moscovita.

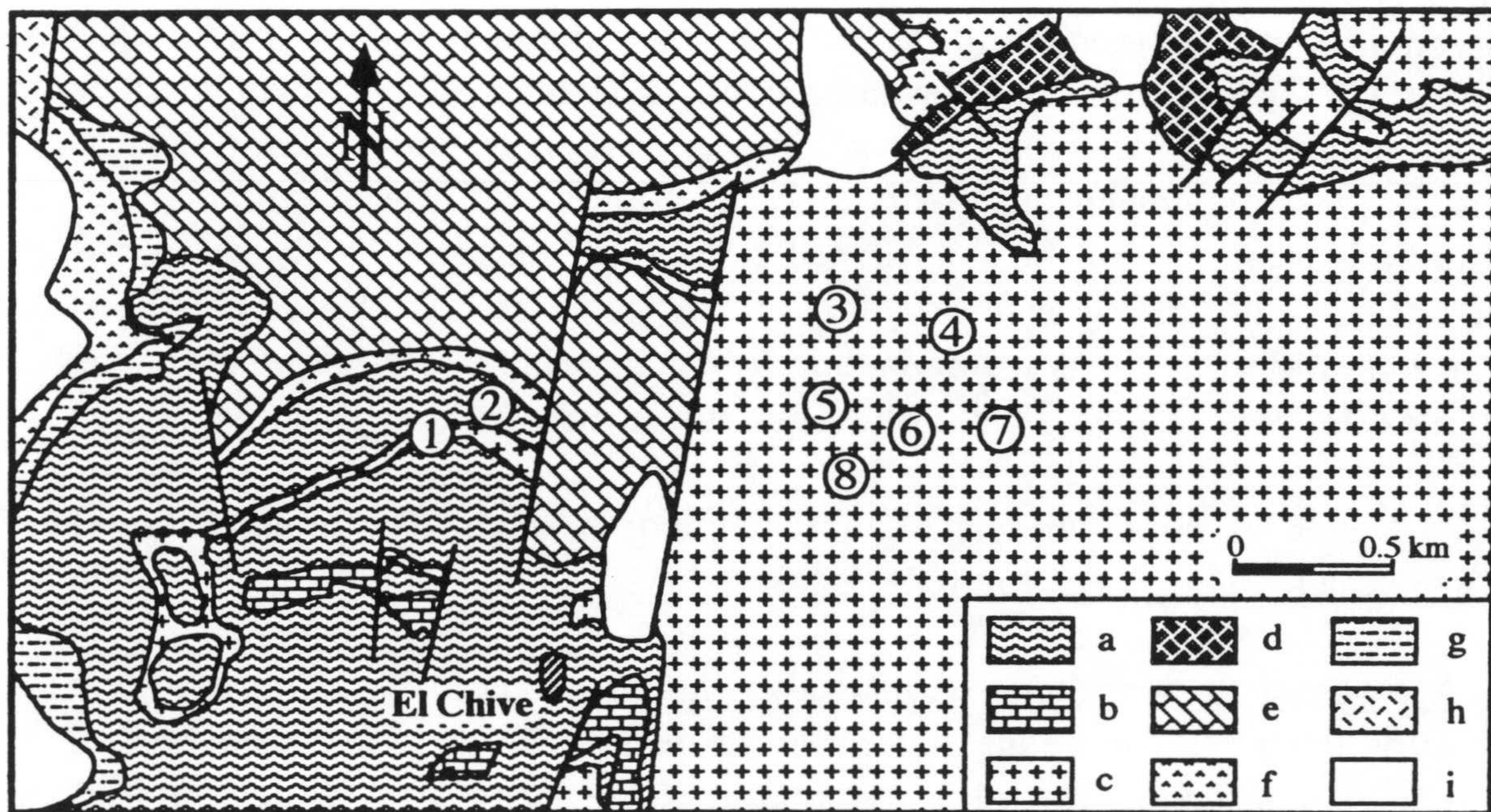


Figura 3.2. Mapa geológico, con situación de muestras, de la zona de El Chive (modificado de Nijhuis, 1964). *Manto de la Caldera*: a) micaesquistos con grafito; b) mármoles; c) metagranito de Lubrín. *Manto Ofiolítico*: d) serpentinitas; e) mármoles; f) rocas básicas; g) calcoesquistos. *Otras litologías*: h) Formación Soportújar; i) sedimentos postmetamórficos. *Muestras situadas*: 1) C-1, C-3; 2) C-34, C-36, C-76; 3) C-12; 4) C-16, C-17; 5) C-14, C-75; 6) C-22, C-26, C-28; 7) C-66; 8) C-15.

Collado Monda

Este afloramiento, de unos 2000 m.², está situado dentro de un cuerpo de ortogneises de mayores dimensiones (c.a. 25 km.²) y varios centenares de metros de potencia, ubicado al Sur de la localidad de Lubrín y al Este de la localidad de El Chive. La localización exacta del Collado Monda corresponde a la de las muestras C-22, C-26 y C-28 del Anexo I y Figura 3.2.

En general, este gran cuerpo de metagranitos y ortogneises (denominado aquí como metagranito de Lubrín) muestra una intensa deformación D₂, aunque existen en él zonas menos deformadas, como el afloramiento aquí

descrito, donde se preservan no sólo la textura sino también parte de la mineralogía ígnea. La transición entre rocas con textura ígnea y ortogneises sin ninguna evidencia textural de su carácter ígneo, se puede incluso observar a escala métrica en relación con pequeñas zonas de cizalla (Borradaile, 1976). He elegido el Collado Monda como afloramiento representativo para la descripción del metagranito de Lubrín porque en él y sus inmediaciones están representados todos los tipos de rocas que se pueden encontrar en la totalidad del cuerpo.

En este afloramiento y sus inmediaciones podemos distinguir los siguientes tipos de rocas en función de su textura y composición mineralógica:

- Metagranitos porfídicos. Presentan una clara textura ígnea la cual a veces puede hacer pensar, en muestra de mano, que la roca no ha sufrido metamorfismo alguno. En ellos destacan los megacrystales de feldespato potásico de hasta 6 cm. de longitud en este afloramiento, pero que pueden llegar hasta 20 cm. en otros cercanos (Foto 3, Lám. 2), como es el caso de la muestra C-1 cuya localización se puede ver en el Apéndice I y Figura 3.2. El resto de la roca está constituida por una matriz de grano grueso formada por cuarzo, plagioclasa, turmalina y moscovita junto con otros minerales accesorios tales como fluorita, zircón y apatito. En este tipo de rocas Nijhuis (1964) también describe la presencia de pseudomorfos de cristales de cuarzo bipiramidal que aparecen como inclusiones en megacrystales de feldespato potásico.
- Metagranitos porfídicos con enclaves. Este tipo de rocas constituye una variedad del anterior en la cual, a parte de la textura y mineralogía antes descritas, aparecen dos tipos de enclaves de material de posible procedencia restítica (“surmicaceous enclaves”, en la nomenclatura de Didier y Barbarin, 1991) los cuales están parcial o totalmente transformados en paragénesis metamórficas alpinas (Fotos 7 y 8, Lám. 4). Este tipo de enclaves, cuyo tamaño oscila entre 0.1 y 2 cm., sólo se ha encontrado en un punto del afloramiento aquí descrito (muestra C-28, Apéndice I), y como veremos más adelante son importantes para el establecimiento no sólo de la génesis de estos granitos sino también para su evolución metamórfica progradada alpina. En función de la mineralogía que presentan, podemos distinguir dos tipos de enclaves: *enclaves biotíticos*, constituidos por biotita marrón, con cantidades menores de moscovita, granate e ilmenita (Foto 18, Lám. 9) y *enclaves moscovíticos*, constituidos por moscovita, granate y distena, con cantidades menores de biotita (Fotos

16 y 17, Lám. 8 y 9). A parte de la existencia de enclaves, otra característica diferencial de las rocas de este grupo, con respecto a los metagranitos porfídicos antes descritos, es la presencia, fuera de los enclaves, de grandes cristales de biotita que generalmente aparece rodeada por una corona de granate (Foto 20, Lám. 10) a veces observable a simple vista.

- Gneises ojosos. Resultan de la deformación progresiva de los metagranitos porfídicos, y aparecen como continuación lateral de los mismos en todos los afloramientos estudiados (Foto 5, Lám. 3). La transición de metagranitos porfídicos a gneises ojosos, y de estos últimos a gneises granoblásticos, se puede dar incluso a escala métrica en algunos afloramientos relacionados con pequeñas zonas de cizalla, como las descritas por Borradaile (1976). La mineralogía de los gneises ojosos es muy similar a la de los metagranitos, aunque en los primeros suelen aparecer nuevas fases de origen metamórfico tales como titanita, granate, epidota, etc. Lo más característico de este tipo de gneises es la presencia de porfidoclastos de feldespato potásico, con un tamaño que suele oscilar entre 1 y 4 cm. de diámetro (Foto 9, Lám. 5), en una matriz foliada de tamaño de grano grueso a medio (en función del grado de deformación). Este tipo de rocas, junto con los gneises granoblásticos, constituyen la práctica totalidad del metagranito de Lubrín, en el cual el resto de rocas aquí descritas aparecen localmente y en cantidades mucho más subordinadas.
- Gneises granoblásticos. Este tipo de gneises son los que presentan un mayor grado de deformación y recristalización metamórfica. En ellos ya no existen fases atribuibles a una etapa ígnea (salvo algunos minerales accesorios tales como zircón y apatito, que pudieran ser heredados), y ni siquiera es posible, en general, identificar los dominios que estas fases ocupaban, sino que toda la roca está ocupada por paragénesis de origen metamórfico generalmente con textura granoblástica. Estas paragénesis suelen estar constituidas por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita y turmalina, con cantidades variables según los casos de granate, biotita y epidota.
- Meta-aplitas. Este tipo de rocas está presente en toda la extensión del metagranito de Lubrín, aunque a veces su reconocimiento es difícil si el grado de deformación es elevado. Suelen aparecer como pequeños diques o bolsadas de tamaño decimétrico que desaparecen lateralmente. Presentan una textura microgranuda integrada por cuarzo, feldespato potásico,

plagioclasa y turmalina, con fluorita como mineral accesorio ocasional. En rocas con textura y mineralogía similares a estas también se ha descrito la presencia de topacio en asociación con la fluorita (Nijhuis, 1964), pero este mineral no se ha identificado en las muestras estudiadas en este trabajo.

- Metapegmatitas. Sólo se ha encontrado un dique de unos 50 cm. de ancho y 5 m de largo de rocas de origen pegmatítico sin deformar (muestra C-15, Apéncie I). A parte de este dique, en prácticamente toda la extensión del cuerpo de ortogneises, se pueden observar pequeñas concentraciones más o menos deformadas de composición cuarzo-feldespática y tamaño de grano grueso que podrían representar antiguas pegmatitas. El dique en cuestión está situado a unos 250 m. al Suroeste del Collado Monda y está constituido por grandes monocristales, de hasta 4 cm., de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y turmalina. También se ha identificado fluorita en este dique, aunque su tamaño de grano es milimétrico.
- Diferenciados ricos en biotita verde. Este tipo de diferenciados destacan mucho a simple vista por su color oscuro, y suelen aparecer diseminados a lo largo de todo el afloramiento del metagranito de Lubrín formando capas paralelas a S₂ de espesor centimétrico y varios metros de longitud. Están constituidos por biotita verde, moscovita y plagioclasa, con cantidades menores de feldespato potásico, turmalina y apatito. Su origen no está muy claro dado que presentan un alto grado de recristalización metamórfica tardía, sin embargo este podría ser atribuible a dos procesos: que representen el equivalente con alto grado de deformación y recristalización de enclaves biotíticos, similares a los que aparecen en los metagranitos porfídicos con enclaves anteriormente descritos, pero de mayor tamaño, o más probablemente, que deriven de rocas resultantes del producto de interacción metasomática del granito con las rocas encajantes (endoskarn), como las descritas en el apartado 3.3.1 de este capítulo.

3.2.1.2. Mineralogía.

La asociación, o asociaciones minerales presentes en una muestra dada, están en función del tipo de roca, y de la historia metamórfica que la roca ha retenido, que suele estar, a su vez, muy relacionada con su grado de deformación. Aunque la historia deformacional del Complejo del Mulhacén es complicada y consta de diversos episodios compresivos sucesivos en el tiempo, separados por una fase distensiva Paleocena (Díaz de Federico et al., 1990; Puga et al., 1996), el análisis de las relaciones blástesis-deformación en

los ortogneises es más “simple”, ya que en estos rara vez se puede observar más de una foliación penetrativa. Por esta razón, los distintos minerales se van a describir en función de la paragénesis, generalmente única, (viz. ígnea, metamórfica de alta presión o metamórfica de presión y temperatura intermedias) de la que forman parte. Por otro lado, para el caso de las paragénesis metamórficas, en el Capítulo 5 se establecen los criterios seguidos para la identificación del proceso deformacional al que estas aparecen asociadas.

Las rocas menos deformadas suelen presentar vestigios de la mineralogía ígnea junto con paragénesis metamórficas de alta presión, mientras que las rocas más deformadas (generalmente durante D₂) presentan paragénesis metamórficas de presión y temperatura intermedias, y de forma excepcional relictos de las paragénesis de alta presión. En consecuencia, y para facilitar la descripción mineralógica y la del quimismo mineral, la mineralogía de cada uno de los tipos de rocas estudiados se presentará en tablas sintéticas, como la Tabla 3.1, en la que además de la mineralogía presente en cada uno de los grupos de rocas descritos anteriormente, se indica el origen probable de esta.

Roca	Kfs	Pl	Ms	Bt	Grt	Tur	Ep	Spn	Fl	Anf	Ky
MP	0,1, 2	0,[1], 2	0, 1,2	0,1,2	1	0,[1,2]	1,2	-	0	2	-
MPE	0,1, 2	0,[1], 2	1,2	0,1,2	1	0,[1,2]	1,2	2	-	-	1
GO	0,1, 2	0,1, 2	1,2	2	1	0,[1,2]	1,2	2	-	-	-
GG	[0],1, 2	1, 2	1,2	2	1	0,[1,2]	1,2	2	-	-	-
P	0,[1,2]	0,2	1	-	-	0	-	-	0	-	-
A	[0], 2	[0], 2	2	-	-	0	-	-	0	-	-
DB	[1,2]	[1,2]	[1],2	[1],2	-	[1,2]	[1,2]	2	-	-	-

Tabla 3.1. Mineralogía representativa de cada uno de los grupos de rocas descritos dentro de los ortogneises del tipo 1 (Qtz, Zrn, Ap y opacos presentes en todos los tipos de rocas). *Origen* (entre corchetes indica origen dudoso): 0) ígneo; 1) metamorfismo de alta presión; 2) metamorfismo de presión y temperatura intermedias y/o retrogresión. *Abundancia*: fuente normal: mayoritario; cursiva: accesorio. Abreviaturas minerales como en el Apéndice I. MP: metagranito porfídico; MPE: metagranito porfídico con enclaves; GO: ortogneis ojoso; GG: ortogneis granoblástico; P: metapegmatita; A: metaaplita; DB: diferenciados ricos en biotita.

Cuarzo

Este mineral forma parte de todas las paragénesis encontradas, tanto ígneas como metamórficas. Así, los cristales más antiguos reconocidos son pseudomorfo de cuarzo- β bipiramidal que aparecen como inclusiones en megacristales de microclina perfitita. De origen ígneo serían también los cristales de cuarzo de mayor tamaño (hasta 0.5 cm.), xenomorfos y con extinción ondulante, que aparecen formando parte de la matriz de metagranitos porfídicos poco deformados, como los del Collado Monda, en asociación con microclina, plagioclasa y turmalina (Foto 7, Lám. 4). El resto de cristales de cuarzo observados, a juzgar por la textura y la asociación mineral de la que forman parte, serían de origen metamórfico. En las paragénesis metamórficas, este mineral puede presentarse con texturas muy variadas, desde agregados granoblásticos equigranulares, en algunos gneises granoblásticos, hasta texturas “en cinta” en rocas con intensa milonización.

Feldespatos potásicos

Se pueden reconocer, al menos, dos generaciones claras de feldespato potásico, una primera de origen ígneo, y otra de origen metamórfico tardío, entre las cuales parece evidenciarse en algunas láminas con paragénesis de alta presión bien conservadas que, aparte de la rotura mecánica de los feldespatos ígneos, se da una recristalización parcial de los mismos. Esta posibilidad, aunque no se puede contrastar de forma generalizada dado el carácter polimetamórfico de los afloramientos, parece clara en algunas muestras en las que la paragénesis ígnea está ligeramente deformada aparentemente en condiciones de alta presión. En estos casos, los fenocristales de feldespato potásico aparecen fracturados, y alrededor de ellos aparecen “coronas” granoblásticas de feldespato potásico de neoformación, y en menor medida granos de este mineral en la matriz.

Podemos distinguir, por tanto, dos tipos de feldespato potásico:

- Feldespatos ígneos. Suelen aparecer como grandes porfidoclastos (de hasta unos 20 cm.) de microclina, generalmente con desmezclas micropertíticas en forma de parches y venas (Foto 15, Lám. 8). Comúnmente presentan maclas de Carlsbad y en enrejado. Como inclusiones suelen presentar biotita, cuarzo, plagioclasa, apatito, turmalina y zircón. En las rocas menos deformadas se presentan con hábito idiomorfo a subidiomorfo, el cual desaparece progresivamente como consecuencia de la deformación. El eje mayor de los fenocristales tiende a paralelizarse con la foliación principal al aumentar el grado de deformación, a la vez que en el cristal aparecen

fracturas perpendiculares a dicha foliación rellenas por minerales de la matriz (principalmente cuarzo y sericita).

- Feldespatos metamórficos. Son de menor tamaño, generalmente no superior a 1 mm., y presentan un aspecto “más limpio” que los anteriores (i.e., tienen un grado de alteración menor). Suelen aparecer como cristales xenomorfos dispersos en la matriz de la roca, o alrededor de los fenocristales ígneos y formados a expensas de ellos. Las maclas son escasas, y si las hay son de periclina y, en menor proporción, de albita. Este feldespato potásico neoformado suele ser abundante en la roca sólo cuando la deformación de la misma es elevada, habiéndose llegado por tanto a la práctica eliminación de los grandes porfidoclastos de origen ígneo, como pasa en los ortogneises granoblásticos.

Plagioclasa

Al igual que para el mineral anterior, se pueden distinguir varias generaciones de plagioclasa, aunque todas ellas son de composición albítica. Una primera generación, de origen ígneo, estaría constituida por inclusiones subidiomorfos de pequeño tamaño en fenocristales de microclina (Foto 15, Lám. 8), las cuales se diferencian claramente de las albitas xenomorfas pertíticas de estos mismos fenocristales, que se generarían posteriormente como consecuencia de la desmezcla de feldespatos sodopotásicos de mayor temperatura. En las rocas poco deformadas podemos distinguir, además, otra generación ígnea, posiblemente posterior a la anterior, y constituida por cristales subidiomorfos a xenomorfos de mayor tamaño (hasta 1 cm.) que forman parte de la matriz de rocas granudas (Foto 7, Lám. 4). Estas plagioclasas ígneas suelen presentar un maclado polisintético según la ley de la albita y ocasionalmente presentan también maclas de Carlsbad. El resto de las plagioclasas estudiadas son de origen metamórfico. Dado que gran parte de los cuerpos de gneises estudiados (la excepción son los que se localizan en la parte más oriental de Sierra de los Filabres, como el metagranito de Lubrín) han sufrido un primer evento metamórfico con presiones por encima del límite de estabilidad de la albita, está claro que, al menos en estos, la albita metamórfica correspondería al segundo evento, de presiones y temperaturas intermedias. Por otro lado, los ortogneises procedentes de la parte más oriental de Sierra de Filabres, muestran claramente dos generaciones de albita metamórfica. Una primera, que aparece como inclusiones en granate y formando parte de la matriz en rocas con desarrollo casi exclusivo de una paragénesis de mayor presión, y otra segunda, bien representada en rocas muy deformadas, producto de la retrogresión de la paragénesis de alta presión, así

como de la neoformación en condiciones de presión y temperatura intermedias.

Moscovita

Bajo este término he agrupado moscovita s.str., y moscovita con grados variables de sustitución fengítica ($S_i=3.1-3.45$). Este mineral quizás sea el más fácil de adjudicar a cada una de las distintas paragénesis establecidas, ya que su posición textural suele ser fácil de interpretar y su composición (especialmente el contenido en sílice) es muy sensible a los cambios de presión.

Las moscovitas más antiguas que se han encontrado ($S_i=3.0-3.1$), corresponden a grandes cristales (de hasta 0.5 cm.) que aparecen como porfidoclastos rodeados por moscovitas de la paragénesis de alta presión ($S_i=3.4$) en los metagranitos porfídicos del Prado del Cebollar (Foto 21, Lám. 11). Dado que la matriz de la roca está bastante deformada, es difícil de establecer cuál sería su origen. Existen varias posibilidades, que sean de origen ígneo por cristalización directa a partir del magma granítico, que se hayan formado por procesos de alteración postmagmáticos previos al metamorfismo alpino, o que se hayan formado en las primeras etapas, previas al climax de alta presión, del metamorfismo progrado alpino. Esta última posibilidad, por otro lado, parece poco probable dado el gran tamaño de grano de los cristales. En los metagranitos porfídicos poco deformados se ven, además, pequeños cristales de moscovita con bajos contenidos en sílice que se forman a partir de cristales del feldespatos potásico y plagioclasa ígneos, apareciendo en el interior de estos. Sin embargo, no es posible saber si estas micas se han formado por alteraciones postmagmáticas de los feldespatos ígneos, o son el resultado de la transformación local de los mismos durante alguno de los eventos metamórficos sufridos por la roca.

Un segundo tipo de moscovitas estaría constituido por aquellas que presentan un alto grado de sustitución fengítica ($S_i=3.35-3.45$), y que han debido formarse durante la etapa de alta presión. Este tipo de moscovitas fengíticas lo podemos encontrar con muy diversas texturas, desde cristales lepidoblásticos que definen la foliación incipiente (S_1) en metagranitos porfídicos, hasta agregados decusados en gneises granoblásticos, metapegmatitas y diferenciados ricos en biotita.

Por último, un tercer tipo, estaría constituido por las moscovitas que se forman con posterioridad al evento de alta presión, bajo condiciones de

presión y temperatura intermedias. Estas moscovitas presentan contenidos en sílice entre 3.1 y 3.25 a.f.u. Suelen presentarse íntimamente relacionadas con biotitas de color verde oliva (si este mineral está presente en la roca), y definen, junto con estas, la foliación principal (S_2) de las roca. En algunos casos podemos encontrar también algunos cristales de moscovita transversos a esta foliación, con textura decusada, que representan la última generación reconocible de forma sistemática este mineral.

Biotita

Este mineral aparece en cantidades minoritarias en todos los tipos de rocas estudiados, salvo en los metagranitos porfídicos con enclaves y, como es obvio, en los diferenciados ricos en biotita, donde es un constituyente mayoritario. En general, las que se consideran de origen ígneo presentan un color marrón oscuro (probablemente por su mayor contenido en Ti), mientras que las metamórficas son de color marrón rojizo y verde oliva.

Las biotitas de origen ígneo aparecen en los litotipos poco o nada deformados, como grandes cristales xenomorfos generalmente rodeados por una corona de granate (Foto 20, Lám. 10), o como cristales de menor tamaño, con hábito subidiomorfo a xenomorfo, incluidos en feldespatos potásico y plagioclasa (Foto 15, Lám. 8). Como ya se ha indicado, se pueden diferenciar de las de origen metamórfico por su color más oscuro y porque normalmente a partir de ellas suelen nuclear otros minerales representativos de la paragénesis de alta presión tales como biotita metamórfica, fengita, rutilo y granate (Foto 19, Lám. 10).

Las de origen metamórfico suelen formarse a partir de las ígneas. Esta transformación lleva asociada una pérdida de Ti, que entra en menor cantidad en las biotitas metamórficas, y que en función de la paragénesis se estabiliza en forma de rutilo o titanita. En general, las que presentan color marrón rojizo están asociadas a moscovitas con altos contenidos en fengita, y pertenecen por tanto a la paragénesis de mayor presión, mientras que las de color verde oliva suelen estar asociadas a moscovitas más pobres en fengita, como se ha descrito anteriormente, y se forman en condiciones de menor presión. Una excepción a esta generalidad se da en algunos diferenciados ricos en biotita dentro del metagranito de Lubrín. En estos, aparecen ambos tipos de biotitas junto con moscovitas con un contenido en Si de 3.24 a 3.28 a.f.u., estando todos en aparente equilibrio.

Granate

El granate sólo se ha reconocido formando parte de la paragénesis de alta presión en las rocas más ricas en ferromagnesianos. Tiene dos formas de presentarse:

- Como pequeños cristales (< 1 mm.), idiomorfos a subidiomorfos, en rocas poco deformadas. En estos casos, a su vez, puede aparecer en forma de coronas alrededor de biotitas ígneas (Foto 20, Lám. 10), o formando parte de la matriz, especialmente concentrado en las zonas ricas en moscovita y alrededor de enclaves moscovíticos (Foto 16, Lám. 8). En ambos casos se caracteriza, además, por estar libre de inclusiones y presentar un tono rojizo. En los metagranitos del Prado del Cebollar aparecen también granates de este tipo en la parte externa de los dominios que ocupaba la plagioclasa ígnea (Foto 23, Lám. 12), actualmente reemplazada por una asociación de fengita + zoisita + albita + cuarzo (Foto 22, Lám. 11). Este tipo de granate, sin embargo, se diferencia de los anteriormente descritos en que sí suele presentar diminutas inclusiones.
- Como cristales de mayor tamaño (hasta 1.5 cm.) de color rosado que suelen aparecer en los gneises granoblásticos, y en menor medida en los ojosos (Foto 25, Lám. 13). Este granate presenta gran cantidad de inclusiones de los minerales de la matriz (e.g., plagioclasa, moscovita y cuarzo), pudiendo aparecer incluso con textura “en panal de abeja”.

Turmalina

Esta especie mineral puede formar parte todas la paragénesis establecidas. Las turmalinas de origen ígneo suelen tener hábito xenomorfo, y tamaños de grano entre 1 y 5 mm., aunque excepcionalmente pueden verse algunas mayores. Generalmente suelen estar fracturadas, y son de colores pardos y azulados, con un pleocroismo que pasa frecuentemente desde azul oscuro o azul amarillento a marrón verdoso. En algunas ocasiones, se han observado núcleos fracturados de color amarillento y con zonación idomorfa, recrecidos por bordes xenomorfos de tonos pardos y azulados (Foto 27, Lám. 14). Como inclusiones pueden presentar apatito, zircón y biotita. Por contra, las de origen metamórfico suelen aparecer como cristales prismáticos, idiomorfos a subidiomorfos, de menor tamaño (rara vez superan 1 mm.), con un pleocroismo desde verde oliva o marrón verdoso a casi incoloro, y orientados según la foliación de la roca.

Otros minerales accesorios

- Epidota. De origen metamórfico. Las relacionadas con el evento de alta presión (zoisita y clinozoisita) suelen ser pequeños cristales prismáticos sin orientación preferente que se forman a partir de la plagioclasa ígnea (Foto 22, Lám. 11). Las que se forman en relación con el segundo evento metamórfico tienen un mayor contenido en pistacita, son xenomorfas y de mayor tamaño (hasta 1 mm.).
- Titanita. De origen metamórfico, suele aparecer como cristales xenomorfos de grano fino a medio dispersos por la matriz. En algunos casos se origina por transformación a partir de rutilo.
- Anfibol. Se ha encontrado en algunos metagranitos y gneises ojosos del Prado del Cebollar, como cristales xenomorfos de pequeño tamaño (< 1 mm.). Se trata de un anfíbol cálcico, de color verde-azulado, relacionado con la paragénesis de presión y temperatura intermedias. No es posible discernir a partir de que mineral se ha formado, y suele estar parcialmente transformado a clorita.
- Fluorita. Aparece en algunos metagranitos y gneises ojosos, así como en aplitas y pegmatitas en las proximidades del Collado Monda. En algunas muestras está asociada a topacio (Nijhuis, 1964). Presenta hábito xenomorfo y se presenta como pequeños cristales intersticiales entre los minerales de la matriz (Foto 26, Lám. 13).
- Distena. Es de origen metamórfico, y sólo se ha encontrado en algunos metagranitos porfídicos con enclaves del Collado Monda. Aparece como un agregado de pequeños cristales prismáticos dentro de enclaves moscovíticos (Foto 17, Lám. 9).
- Zircón. Presente en prácticamente todas las litologías. Suele aparecer como cristales de muy pequeño tamaño, idiomorfos a subidiomorfos, incluidos en biotita, apatito y feldespatos.
- Apatito. Suele aparecer como cristales de pequeño tamaño (< 0.5 mm.) con hábito idiomorfo a subidiomorfo. Es común como inclusiones en biotita, turmalina y feldespatos.
- Menas metálicas. Las más antiguas, que suelen ser ilmenita, aparecen formando parte de enclaves biotíticos en los metagranitos porfídicos (Foto 18, Lám. 9) y en menor proporción como inclusiones en biotita de la

matriz. Durante el metamorfismo de alta presión se transforman en rutilo (Foto 19, Lám. 10).

3.2.2. Ortogneises del tipo 2.

3.2.2.1. Afloramientos y descripción macroscópica.

Los ortogneises del tipo 2 aparecen formando parte de las coberteras de los mantos de la Caldera y las Sabinas, así como de la parte alta del basamento de las Sabinas, no habiéndose identificado, en ningún caso, en el basamento de la Caldera. Suelen presentarse como cuerpos de poco espesor y gran continuidad lateral; se les puede seguir, a veces, hasta varios kilómetros sin que presenten variaciones significativas ni de composición ni de textura. Desde el punto de vista textural y estructural podemos distinguir tres tipos (viz. ojosos, bandeados y granoblásticos), entre los cuales existen tránsitos graduales en la mayoría de los afloramientos. Además, la mineralogía que presentan está en función de su composición química y no de su textura y/o estructura, a diferencia de los ortogneises del tipo 1. Por esta razón, la descriptiva de la roca se realizará de forma general y no en función del tipo de textura y/o estructura que esta presente.

En los cuerpos de mayor espesor es muy típica la existencia de alternancias entre rocas de composición ácida e intermedia. La abundancia de términos de carácter leucocrato o melanocrato en un mismo afloramiento, suele además estar en relación con la posición litoestratigráfica en la que estos gneises aparecen. Así, se pueden distinguir tres posiciones litoestratigráficas tipo en cada una de las cuales los afloramientos de gneises presentan características comunes, que en orden ascendente en la columna de materiales serían:

- Cobertera de Caldera. Esta, está constituida básicamente por micaesquistos con plagioclasa de colores claros con algunos paquetes de mármoles, sobre todo hacia la parte alta. En este tipo de rocas los afloramientos de gneises suelen ser de carácter melanocrato, o bien se da una alternancia entre gneises melanocratos y gneises leucocratos, con predominio de los primeros. Estas alternancias son de potencia centimétrica a métrica, y la potencia total del cuerpo de gneises no suele sobrepasar los 20 o 30 m. Ejemplos de este tipo de gneises, de entre las rocas estudiadas, son las muestras A-6, A-7, A-90 y A-92 del Apéndice I. Además de este tipo de afloramientos, dentro de la cobertera de Caldera, y hacia la parte alta de la

misma, podemos encontrar pequeños cuerpos de gneises leucocratos cuyo espesor rara vez supera 1m. de potencia. Ejemplos de este tipo de gneises son las muestras B-51 y B-52.

- Basamento de Sabinas. Este basamento está constituido por micaesquistos grafitosos con intercalaciones gneísicas a techo. Hacia la parte basal, los micaesquistos son ricos en grafito, y comúnmente presentan, sobre todo en determinados niveles, la asociación granate + estaurolia + distena ± cloritoide. Por contra, hacia el techo de la formación, disminuye la cantidad de grafito y la asociación antes mencionada aparece en menor proporción. Paralelamente, si en la secuencia existen gneises, es hacia esta parte alta donde aparecen. Estos, se caracterizan, cuando están bien representados, por presentar casi igual proporción entre términos de carácter leucocrato y melanocrato. Además, en el caso de los melanocratos, es destacable la presencia de anfíboles cálcicos, que pueden llegar a dar capas casi monominerálicas de hasta 5 cm. de potencia. Los afloramientos de este tipo de gneises suelen ser de escala métrica, hasta un máximo de unos 35-40 m. de potencia como es el caso del afloramiento del cual provienen las muestras C-49, C-50, C-51, C-57 y C-58 representadas en la Figura 3.3 y relacionadas en el Anexo I.
- Cobertera de Sabinas. Las series de cobertera del Manto de las Sabinas están constituidas por una secuencia de micaesquistos y mármoles, donde los primeros aparecen sobre todo en la zona basal y en proporciones muy subordinadas con respecto a los mármoles. Las rocas gneísicas que encontramos intercaladas en estas coberteras, se diferencian de las descritas anteriormente en que no suelen aparecer términos tan melanocratos. Desde el punto de vista mineralógico esto implica la escasa o nula presencia en estos gneises de anfíboles y la menor abundancia de epidota. Por contra, en este tipo de afloramientos son comunes los términos muy leucocratos ricos en turmalina, que suelen aparecer intercalados en la secuencia de mármoles.

De entre la totalidad de afloramientos estudiados de este tipo de gneises, relacionados en el Anexo I de esta memoria, pasaré a describir aquellos que son de mayor interés, bien por estar formados por una mayor variedad litológica y volumen de material, o por presentar un menor grado de deformación. Los tres afloramientos seleccionados (viz. "Pista Forestal de Soportújar" en la ladera Sur de Sierra Nevada, "Carretera Lijar-Chercos" en la parte Norte de Sierra de los Filabres, y "Carretera de Sierra Nevada" en la

ladera Oeste de Sierra Nevada) corresponden respectivamente a cada una de las posiciones litoestratigráficas tipo antes mencionadas.

Pista Forestal de Soportújar

Este afloramiento se localiza a unos 0.75 km. al Este de la Localidad de Soportújar, y está atravesado por la pista forestal que une la Ermita del Padre Eterno con Puente Palo, un poco antes de llegar al Cortijo de la Angrailla. Está constituido por tres niveles de gneises intercalados entre micaesquistos albiticos sin grafito de la cobertera del Manto de la Caldera. La potencia de estos niveles oscila entre unos 10 m., para el inferior, y unos 25-30 m. para el caso de los otros dos. El nivel inferior presenta un mayor grado de deformación, mientras que los dos superiores (sobre todo el nivel central) están menos deformados y conservan en parte estructuras de origen ígneo, como pueden ser la existencia, en algunos puntos, de un bandeado centimétrico consistente en la alternancia de capas de composición ácida y capas de composición intermedia (Foto 13, Lám. 7). En este afloramiento destaca la gran abundancia de gneises melanocratos, que representan algo más del 80 % del total. En ellos, se puede constatar a simple vista la presencia de ojos de feldespatos de varios milímetros, en una matriz de grano fino rica en biotita, epidota y turmalina.

Entre los gneises melanocratos existen niveles, que generalmente no superan los 0.5 m. de potencia, de rocas de carácter leucocrato. Estas, están constituidas por feldespatos potásico, plagioclasa, cuarzo, turmalina y moscovita. En algunas de estas muestras también se puede observar granate, que destaca por su color rosado, y concentraciones en nódulos o bandas de turmalina.

Carretera Lijar-Chercos

La parte del afloramiento que se va a describir, de fácil acceso, y representativa de todo el nivel que de este tipo de ortogneises aparece en las inmediaciones de la localidad de Lijar, está situada a unos 1.25 km. al Oeste-Suroeste de dicha localidad, en la carretera que une Lijar con Chercos. Su localización corresponde a los puntos 1 y 2 de la Figura 3.3. En esta figura podemos ver, además, que el afloramiento, constituido por un nivel de poco espesor (unos 35-40 m. de potencia máxima), presenta una gran continuidad lateral. Este nivel de gneises está situado a techo de una serie constituida por micaesquistos pobres en grafito con algunos niveles de mármoles del Manto de las Sabinas.

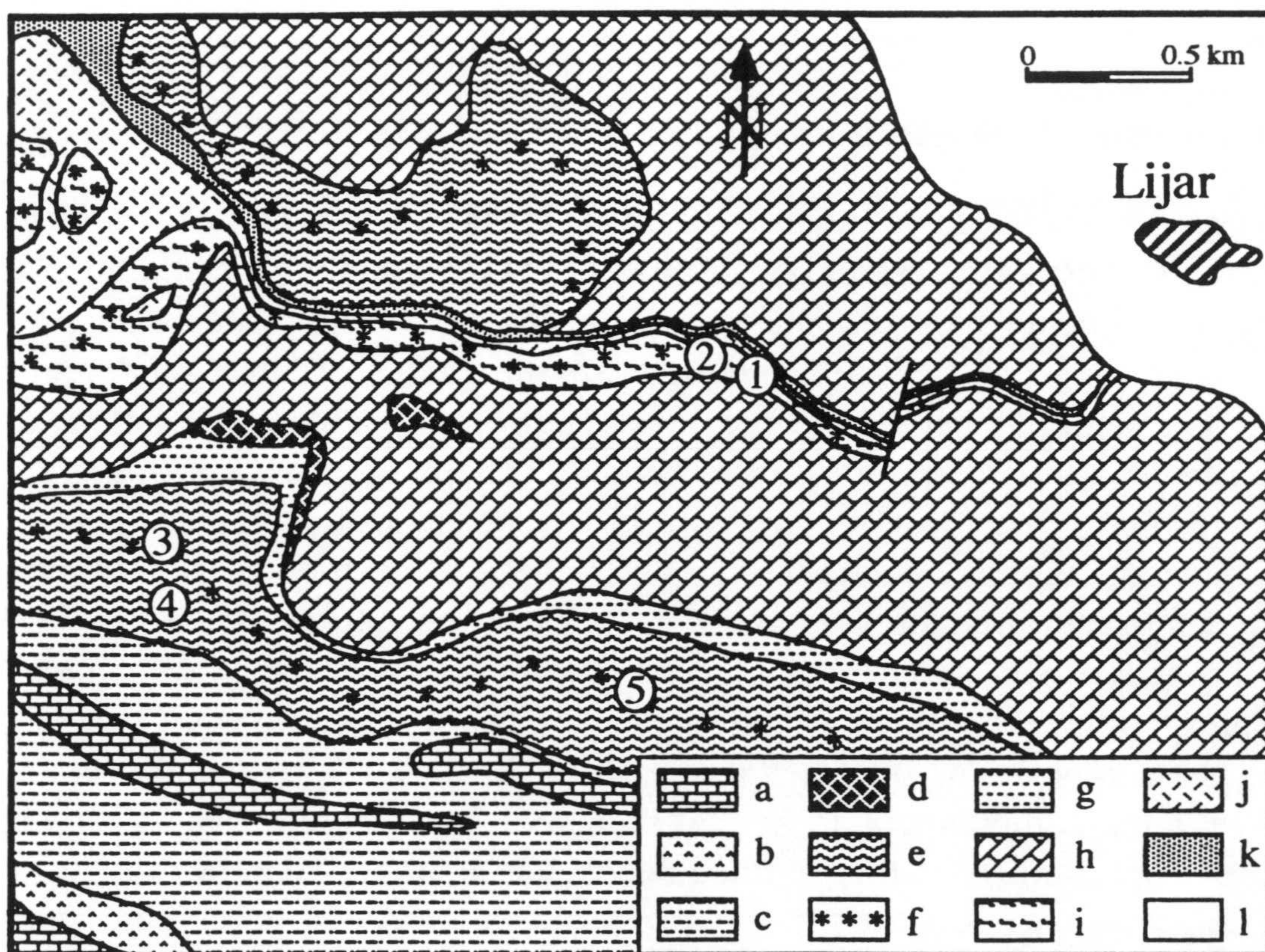


Figura 3.3. Mapa geológico, con situación de muestras, de la zona de Lijar (modificado de Voet, 1967). *Manto Ofiolítico*: a) mármoles; b) rocas básicas; c) calcoesquistos; d) serpentinitas. *Mantos corticales*: e) micaesquistos con grafito (Caldera); f) ortogneises; g) micaesquistos sin grafito (Caldera); h) mármoles (varias escamas tectónicas de Sabinas y Manto Ofiolítico); i) micaesquistos, en parte con grafito (Sabinas); j) Formación Soportújar; k) Complejo Alpujarride; l) sedimentos postmetamórficos. *Muestras situadas*: 1) C-49, C-57, C-58; 2) C-50, C-51; 3) C-52, C-54, C-90; 4) C-53; 5) C-94, C-95.

En el corte de la carretera este afloramiento presenta una potencia de unos 30 m., de los cuales, los primeros 20 m., están constituidos por gneises melanocratos con alternancias centimétricas a decimétricas de gneises leucocratos a techo (Foto 11, Lám. 6), un nivel de mármol de unos 80 cm. de potencia hacia la mitad y un nivel de esquistos sin grafito de potencia similar a la de los mármoles hacia la parte alta, y el resto lo integran gneises leucocratos con alternancias de centimétricas a decimétricas de gneises melanocratos (Foto 12, Lám. 6). Entre los gneises melanocratos destaca la presencia de anfíboles de hasta 1.5 cm. que suelen dar “ojos” similares a los de feldespato potásico (Foto 30, Lám. 15). Estos anfíboles, en determinados niveles, se concentran dando capas casi monominerálicas de varios

centímetros de espesor. También se puede observar la presencia de nódulos de epidota en los gneises anfibólicos, y de turmalina en los leucocratos.

Carretera de Sierra Nevada

El afloramiento está compuesto por varios niveles de gneises intercalados entre micaesquistos y mármoles de la cobertera del Manto de las Sabinas. Está atravesado por la carretera de Granada al Veleta, a la altura del Collado de las Sabinas, a unos 2.200 m. de altura. En esta zona se atraviesan hasta doce niveles de gneises de espesores decimétricos a métricos, llegando uno de ellos hasta los 20 m. de potencia. Estos gneises son en general de carácter leucocrato y suelen ser muy ricos en turmalina. De hecho, intercalados entre los gneises y entre las metapelitas asociadas, encontramos nódulos y lentejones discontinuos de turmalinitas de espesor variable entre 1 mm. y 20 cm. En general todas estas rocas muestran un elevado grado de deformación, presentando los gneises ojos de feldespato potásico de tamaño variable entre varios milímetros y 1-2 cm., y una estructura bandeada originada por la alternancia de capas ricas en biotita, moscovita y turmalina y capas ricas en cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa (Foto 14, Lám 7).

3.2.2.2. Mineralogía.

La Tabla 3.2 nos muestra la mineralogía representativa de los ortogneises del tipo 2 en función de su composición, indicando su origen probable y su abundancia relativa. La mineralogía es, en la mayoría de los casos, muy similar a la que presentan los ortogneises del tipo 1, sobre todo para el caso de los gneises leucocratos. Por esta razón, para cada mineral, se expondrán sobre todo las características diferenciales con respecto a los gneises del primer tipo, y para el resto de características comunes, se remite al lector al apartado 3.2.1.2. de este capítulo.

Las principales diferencias mineralógicas que existen entre ambos grupos de gneises vienen dadas por dos factores:

- La composición global de la roca. Dado que en este segundo tipo de gneises existen rocas de composición intermedia, esto hace que, en general, la proporción de melanocratos sea más abundante.
- El carácter volcánico de los gneises del tipo 2. Esto implica que gran parte de la roca original estaría formada por una matriz microcristalina o vítrea que es muy susceptible a transformarse completamente durante el metamorfismo, con lo cual, por un lado, las únicas fases ígneas

identificables que se han preservado son algunos fenocristales de feldespato potásico y sus inclusiones, y por otro, las paragénesis de alta presión suelen aparecer más deformadas y retrogradadas que en el caso anterior, ya que este tipo de rocas se deforman intensamente durante D₂.

Roca	Kfs	Pl	Ms	Bt	Grt	Tur	Cpx	Anf	Ep	Spn	Chl
OL	0,1, 2	0,[1], 2	1,2	[1],2	1	0,[1,2]	-	2	[0], 1,2	[1,2]	2
OM	0,1, 2	0,[1], 2	1,2	[1],2	1	0,[1,2]	[0]	2	[0], 1,2	[1,2]	2

Tabla 3.2. Mineralogía representativa de los ortogneises del tipo 2 (Qtz, Zrn, Ap y opacos presentes en todos los tipos de rocas). *Origen* (entre corchetes indica origen dudoso): 0) ígneo; 1) metamorfismo de alta presión; 2) metamorfismo de presión y temperatura intermedias y/o retrogresión. *Abundancia*: fuente normal: mayoritario; cursiva: accesorio. Abreviaturas minerales como en el Apéndice I. OL: ortogneises leucocratos; OM: ortogneises melanocratos.

Cuarzo

En este caso, los únicos cuarzos de posible origen ígneo que se han observado son pequeños cristales, con sección subhexagonal, que aparecen como inclusiones en los porfidoclastos de microclina.

Feldespato potásico

Son muy similares a los descritos en el apartado 3.2.1.2. Las diferencias que existen con respecto a estos, es que los fenocristales son de un tamaño mucho menor (rara vez superan los 2 cm.), y que aparecen normalmente como porfidoclastos muy redondeados por la deformación, no observándose, por tanto, su hábito ígneo.

Plagioclasa

La única diferencia con respecto a las ya descritas es que las plagioclasas de posible origen ígneo, en este segundo tipo de rocas, sólo se han observado como inclusiones en cristales de microclina.

Moscovita

Este mineral aparece en menor proporción que en los ortogneises del tipo 1, sobre todo en los gneises melanocratos, donde puede llegar a ser accesorio. Todas las moscovitas que se han observado en este tipo de rocas son de origen metamórfico, estando sus contenidos en sílice dentro del rango que encontrábamos en las del grupo anterior.

Biotita

La biotita es un constituyente mayoritario de los gneises melanocratos, apareciendo en menor proporción en los leucocratos donde incluso puede llegar a estar ausente. En general, presenta tonos verde oliva (Foto 28, Lám. 14), lo cual, junto con el hecho de que suele desarrollarse a expensas del granate, hace pensar que se ha formado durante el segundo acontecimiento metamórfico, de presión y temperatura intermedias. Existen además otras biotitas, de color marrón rojizo, que podrían haberse formado durante el primer evento metamórfico. Este mineral, junto con la moscovita, suelen presentarse en bandas con textura lepidoblástica definiendo la foliación de la roca (S_2), y alternantes con otras bandas ricas en cuarzo y feldespatos. En algunas láminas podemos ver, además, una generación tardía de clorita, con o sin orientación preferente, que se forma a expensas de la biotita.

Granate

Este mineral aparece en todas las litologías estudiadas, salvo en algunos gneises melanocratos extremadamente ricos en anfíbol. Se suele presentar como cristales xenomorfos de tamaño medio a grueso con inclusiones de cuarzo, plagioclasa y moscovita.

Turmalina

La turmalina presenta características muy similares a la descrita en el apartado 3.2.1.2.

Clinopiroxeno

Este mineral sólo se ha encontrado en una muestra de gneis melanocrato del afloramiento de la Pista Forestal de Soportújar. Aparece dentro de un nódulo junto con anfíbol, biotita y grandes cristales de turmalina xenomorfos (Foto 29, Lám 15). Este nódulo, de unos 3 cm. por 1.5 cm. en el corte de la lámina, ha escapado a la deformación manifiesta que la roca presenta, y

quizás por eso se ha conservado el clinopiroxeno. Este, aparece como cristales de tamaño medio a grueso que están parcialmente transformados a anfíbol, similar al que aparece en la matriz de la roca. Dado que sólo se ha encontrado en esta muestra, su origen no está demasiado claro, aunque podría tratarse de un clinopiroxeno ígneo a juzgar por su composición (viz. $Wo_{49}En_{34}Fs_{15.5}Jd_{1.5}$).

Anfíbol

Al igual que la biotita, el anfíbol es un constituyente principal de la mayoría de los gneises melanocratos, apareciendo en menor proporción en los leucocratos donde puede llegar a no existir. Se trata de anfíboles cálcicos, que parecen haberse formado durante el último evento metamórfico, a juzgar por la paragénesis en la que aparecen (viz. biotita verde oliva, moscovita con moderada sustitución fengítica, plagioclasa sódica y titanita).

En algunos gneises extremadamente ricos en anfíbol, este mineral se concentra en bandas casi monominerálicas de varios centímetros de grosor y donde los cristales individuales de anfíbol pueden llegar a medir hasta 1.5 cm. En estos cristales de mayor tamaño es muy característica la presencia de diminutas inclusiones de rutilo que se concentran a lo largo de determinadas direcciones cristalográficas (Foto 30, Lám. 15), lo que sugiere que el anfíbol se ha formado a partir de otra fase previa rica en titanio.

Epidota

Este mineral es un constituyente accesorio de la mayoría de los gneises, aunque en algunas muestras de gneises melanocratos puede llegar a ser muy abundante. En función de sus características texturales y su composición, podemos distinguir tres tipos:

- Epidotas de probable origen ígneo. Dentro de este grupo están las epidotas tipo allanita, que se encuentran formando parte de la matriz en numerosas muestras, y como inclusiones en porfidoclastos de feldespatos potásicos de probable origen ígneo. Las allanitas de la matriz, están comúnmente recrecidas por otras epidotas de origen metamórfico (Foto 28, Lám. 14).
- Epidotas de alta presión. Este segundo grupo está constituido por epidotas de tipo zoisita/clinozoisita, que suelen aparecer como pequeños cristales prismáticos formados a expensas de la plagioclasa ígnea. En menor medida también aparecen en la matriz de la roca, estando en este caso generalmente recrecidas por pistacita.

- Epidotas tardías. Son epidotas de tipo pistacita. Aparecen como cristales xenomorfos, de tamaño fino a medio, diseminadas en la matriz de la mayoría de los litotipos, y parecen estar en relación con el evento metamórfico de presión y temperatura intermedias.

Otros minerales accesorios

- Clorita. Suele ser un accesorio común en los gneises melanocratos. En general, aparece como producto de retrogresión de granate, biotita y anfíbol, aunque en algunas muestras parece estar en equilibrio con los dos últimos.
- El resto de minerales accesorios que aparecen (viz. zircón, rutilo, titanita y apatito) presentan características muy similares a los descritos en el apartado 3.2.1.2.

3.3 ROCAS ASOCIADAS A LOS ORTOGNEISES.

Dentro de este apartado se incluyen las rocas que he considerado que presentan una relación genética con cada uno de los tipos de ortogneises antes descritos. En concreto, estas rocas se pueden clasificar en dos grupos:

- Rocas de skarn: asociadas a los ortogneises del tipo 1.
- Turmalinitas: asociadas a los ortogneises del tipo 2.

Esta clasificación en dos grupos, cada uno de los cuales está asociado a un tipo de gneis, tiene sin embargo algunas excepciones como es el caso de niveles ricos en turmalina y cuarzo que aparecen frecuentemente asociados a los contactos entre ortogneises del tipo 1 (en especial en las zonas marginales del metagranito de Lubrín) y metapelitas, así como algunas concentraciones de turmalina que podemos encontrar dentro de este metagranito.

3.3.1. Rocas de skarn.

Dentro de la denominación de “rocas de skarn” he englobado una serie de rocas constituidas por minerales melanocratos y que como veremos más adelante parecen haberse formado por procesos de interacción entre cuerpos intrusivos de carácter granítico y pequeños niveles de mármoles intercalados entre la secuencia pelítica donde estos granitos intruyen. Este tipo de rocas

aparecen de forma muy esporádica y como afloramientos de muy pequeña extensión (rara vez superan la decena de m²). Sin embargo, y probablemente debido a que son muy llamativas en el campo, han sido descritas por diversos autores tanto en Sierra Nevada (Puga, 1971), como en Sierra de los Filabres (Nijhuis, 1964; Voet, 1967; Helmers y Voet, 1967; Helmers, 1982; Martínez Martínez, 1986; de Jong y Bakker, 1991; Soto, 1991; López Sánchez-Vizcaino, 1994).

3.3.1.1. Afloramientos y descripción macroscópica.

Como se ha mencionado en el párrafo anterior, los afloramientos de este tipo de rocas son de dimensiones muy reducidas. Normalmente se trata de pequeños niveles o lentejones cuyas dimensiones no superan la decena de m². En función del tipo de roca encajante donde estos cuerpos aparecen, podemos distinguir dos tipos:

- Endoskarns. Cuando el encajante son rocas graníticas. Ejemplos de este tipo de rocas son las muestras A-64 y C-63 del Apéndice I. En todos los afloramientos estudiados, los endoskarns aparecen como concentraciones de centimétricas a métricas de turmalina, biotita, epidota, titanita y anfíbol, junto con minerales propios de los ortogneises tales como cuarzo, feldespatos potásico, plagioclasa y moscovita. Las relaciones texturales que presentan estos minerales entre sí, y con los de la roca encajante donde aparecen, hacen pensar que en realidad se trata de equivalentes metamórficos en condiciones de presión y temperatura intermedias de la paragénesis original que presentaba el endoskarn.
- Exoskarns. En este caso el encajante son metapelitas grafitosas del basamento de la Caldera. Ejemplos de este tipo de rocas son las muestras C-34, C-36, C-76, C-90 y C-95 del Apéndice I. En realidad los exoskarns aparecen, en general, por el reemplazamiento metasomático de pequeños niveles carbonatados que existen en la secuencia pelítica, siendo mucho más raros los casos en los que parecen existir evidencias de que es la propia pelita la que ha sido reemplazada. La mineralogía que presentan es muy variada de unas rocas a otras, y además se dan importantes cambios modales incluso en una misma muestra. Por otro lado, esta mineralogía está en función de la evolución metamórfica de la roca. Así, podemos encontrar minerales de muy probable origen metasomático tales como fluorita, condrodita, vesuvianita y epidota; minerales de paragénesis de alta presión en rocas ricas en sodio tales como onfacita, granate almandínico y glaucofana; minerales de alta presión en rocas pobres en sodio como son

diópsido, granate grosularítico, epidota y anfíbol; y, muy comúnmente, minerales de paragénesis de presión y temperatura intermedias como tremolita, epidota, biotita y titanita. Esta gran variedad mineralógica, por otro lado, hace que este tipo de rocas sean muy interesantes para establecer la evolución metamórfica de los mantos corticales en las que aparecen ya que, en general, el resto de litologías integrantes de estos mantos (viz. metapelitas, mármoles y ortogneises) suelen estar mucho más retrogradadas, apareciendo en ellas, más comúnmente, paragénesis de los últimos estadios del metamorfismo.

De entre todos los cuerpos estudiados, pasaré a describir brevemente dos de ellos que, como veremos posteriormente, presentan gran interés desde el punto de vista metamórfico.

Solana de los Martínez

El afloramiento está situado a unos 3 km. al Oeste-Suroeste de la localidad de Lijar, en la margen izquierda, aguas abajo, del río de Chercos, y en la parte Este de la denominada "Solana de los Martínez". Su situación corresponde a la de la muestra C-90 del Apéndice I y Figura 3.3. Este afloramiento está constituido por un cuerpo boudinado, de 2 m. de potencia máxima y unos 8 m. de longitud, incluido entre micaesquistos grafitosos del basamento de la Caldera (Foto 6, Lám. 3). Se sitúa, además, a unos 3 m. por encima de un nivel de ortogneises del tipo 1 que aparecen también representados en la Figura 3.3.

El cuerpo resalta mucho en el afloramiento, no sólo por su color oscuro, sino también porque al ser más resistente a la meteorización que las rocas circundantes, da un relieve positivo con formas lobuladas. La deformación interna del cuerpo aumenta hacia los bordes; así, en el centro la textura es masiva, mientras que hacia los bordes la roca desarrolla de forma progresiva una foliación (S_2) cada vez más penetrativa, y paralela a la foliación de los esquistos encajantes. Estos cambios de textura van a su vez acompañados de un cambio en la mineralogía, de forma que las rocas menos deformadas y con textura masiva están constituidas mayoritariamente por diópsido, granate grosularítico, epidota y anfíbol (Foto 31, Lám. 16), mientras que las rocas foliadas presenta la asociación de anfíbol, epidota y biotita. En realidad, esta última asociación representa la retrogresión en condiciones de presión y temperatura intermedias de la asociación con textura masiva durante D_2 .

Aparte de esta variación en la mineralogía en función de la deformación, podemos observar que, por ejemplo, en la zona central con textura masiva existen variaciones importantes en las proporciones modales en las que aparecen cada uno de los minerales mayoritarios antes mencionados. Estas variaciones definen niveles alternantes, de tamaño milimétrico a centimétrico, que presentan distinto color en función del mineral predominante. Así, los niveles ricos en clinopiroxeno y epidota presentan tonos verdes claros, los ricos en anfíbol, tonos verdes oscuros y los ricos en granate, tonos rojizos.

En este afloramiento podemos además deducir que el protolito, a partir del cual se ha formado el exoskarn, era un pequeño nivel de mármoles, dada la gran cantidad de carbonatos que aparecen en las zonas marginales del cuerpo. Esta conclusión, que en este caso podría ser dudosa, se corrobora por la presencia, en toda la banda de micaesquistos del basamento de Caldera que aparecen en esta zona, de otros cuerpos donde el reemplazamiento metasomático de los pequeños niveles de mármoles es variable. Así, podemos encontrar desde cuerpos masivos, como el que nos ocupa, donde las evidencias del protolito original son dudosas, hasta niveles de mármoles casi sin transformar, pasando por todos los tipos intermedios. En todos los casos, además, suele estar clara la relación espacial con el nivel de ortogneises del tipo 1 antes citado.

El Chive

Este afloramiento está situado aproximadamente a 1 km. al Norte de la localidad de El Chive. Su localización, correspondiente a la de las muestras C-34, C-36 y C-76, puede además verse en el Apéndice I y Figura 3.2. El cuerpo tiene unas dimensiones de varias decenas de m², y está nuevamente intercalado entre micaesquistos del basamento de la Caldera y asociado a un nivel de ortogneises del tipo 1, como puede verse en la Figura 3.2.

La distribución de la deformación en este cuerpo es muy similar a la descrita para el caso del exoskarn de la Solana de los Martínez, aunque su mineralogía es muy distinta. La parte interna del cuerpo presenta textura masiva y está constituida por una asociación típicamente eclogítica consistente en onfacita, granate almandínico, glaucofana, fengita y abundante rutilo (Foto 32, Lám. 16). Superpuesta a esta paragénesis encontramos otra de menor presión constituida básicamente por anfíbol sodocálcico, albita y titanita. En el afloramiento, la roca presenta un bandeo muy notable consistente en la alternancia de capas ricas en onfacita y granate, de color verde claro, y capas ricas en anfíbol, de color verde oscuro. También

podemos observar la presencia de fracturas rellenas por minerales de la paragénesis eclogítica (viz. onfacita y sobre todo fengita), en las que estos minerales pueden alcanzar tamaños de hasta 1.5 cm.

Hacia los bordes del cuerpo, sobre todo en el borde inferior, la roca presenta una foliación cada vez más penetrativa y similar a la que presentan los esquistos encajantes. Además, paralelamente al desarrollo progresivo de esta foliación, se dan una serie de cambios mineralógicos en la roca de skarn consistentes en el aumento del contenido en cuarzo y moscovita, y la disminución progresiva de onfacita, anfíbol y rutilo. Todo esto hace que resulte difícil delimitar donde acaba el exoskarn y donde empiezan los esquistos encajantes.

Este afloramiento es uno de los pocos casos estudiados en los que parecen existir evidencias de que el skarn se ha desarrollado directamente sobre metapelitas y no sobre mármoles. La primera de ellas es el hecho, antes mencionado, de que existe un tránsito mineralógico gradual entre las metapelitas encajantes y la roca de skarn. Otra evidencia muy notable es el tipo de textura que presentan los granates y cómo esta va cambiando. Así, en las metapelitas los granates presentan una típica textura en atolón con un borde externo xenomorfo, y un borde interno idiomorfo. En las rocas de skarn de la parte interna del cuerpo, los granates son masivos, con hábito idiomorfo a subidiomorfo y carentes de inclusiones por lo general. Por último, en la zona de tránsito entre ambas litologías (como es, por ejemplo, la muestra C-34) lo que encontramos son granates de los dos tipos antes descritos (Foto 33, Lám. 17), aumentando la proporción de cada tipo en función de la litología hacia la que nos desplazamos.

3.3.1.2. Mineralogía.

La mineralogía presente en este tipo de rocas es muy variada de unos afloramientos a otros, pudiendo incluso cambiar drásticamente entre muestras de un mismo afloramiento. Esta gran variabilidad se puede atribuir a la superposición de dos factores:

- Composición global de la roca. La composición química de estas rocas está condicionada por la composición del protolito original reemplazado, por el grado de reemplazamiento, y, sobre todo, por las heterogeneidades químicas zonales inherentes al proceso de difusión que generan los skarns (Frantz y Mao, 1979; Barton et al., 1991). En consecuencia, la mineralogía original de estos skarns sufre variaciones importantes, tanto modales como

de especies minerales presentes, no sólo entre distintos afloramientos, sino también entre distintas muestras de un mismo afloramiento.

- Grado de reemplazamiento metamórfico. Aparte de las heterogeneidades mineralógicas originales existentes en las rocas de skarn, estas sufren una serie de cambios mineralógicos posteriores como consecuencia del metamorfismo polifásico alpino, y que no afectan por igual a todos los litotipos. Así, podemos encontrar rocas en las que se conserve, al menos en parte, la paragénesis original, otras que presenten paragénesis de alta presión, y por último, una gran mayoría, integradas por minerales formados en el último evento metamórfico de presión y temperatura intermedias, existiendo además tránsitos graduales entre estos tres tipos de paragénesis.

Dada esta gran variabilidad, la mineralogía de estas rocas se va a exponer agrupada por paragénesis, y dentro de estas, en su caso, por tipo de roca.

Minerales de skarn

Estos minerales aparecen de forma muy excepcional, ya que normalmente son reemplazados durante el metamorfismo alpino. Entre ellos podemos destacar: condrodita (Helmers y Voet, 1967), vesuvianita y fluorita. También dentro de este grupo estarían, probablemente, otros minerales que aparecen asociados a los anteriores, y, a veces, como inclusiones en los mismos tales como diópsido, epidota y granate grosularítico.

Paragénesis de alta presión

En función de la composición global de la roca, podemos distinguir dos paragénesis de alta presión netamente distintas:

- Rocas ricas en sodio. Dentro de este grupo estarían una serie de rocas cuyo contenido en elementos mayores se asemeja mucho a la de las rocas básicas. Las he denominado "ricas" en sodio, por contraposición con el siguiente grupo, que presenta una composición similar pero empobrecida en este elemento. La mineralogía de alta presión presente en este tipo de rocas es una paragénesis típicamente eclogítica, constituida por onfacita, granate almandínico, glaucofana, fengita, zoisita y rutilo (Foto 32, Lám. 16).
- Rocas pobres en sodio. En este tipo de rocas no se ha encontrado ninguna fase que albergue sodio en cantidades significativas. Tan sólo aparece este

elemento en pequeña proporción en clinopiroxeno (en torno al 0.6 % en peso) y anfíbol (entre 0.3 y 0.8 % en peso). La mineralogía de alta presión presente en este tipo de rocas está integrada por clinopiroxeno ($Wo_{47} En_{24} Fs_{26} Acm_1 Jd_2$), granate grosularítico, anfíbol, epidota y cuarzo (Foto 31, Lám. 16). La composición de estas fases es similar a la de algunas fases consideradas como originarias del skarn, lo que podría hacer pensar que este tipo de rocas pobres en sodio representan en realidad la paragénesis de skarn, y no una paragénesis de alta presión. Sin embargo, como veremos en el capítulo de metamorfismo, la presión y temperatura de equilibrio de esta asociación mineral, calculada con el programa THERMOCALC (Powell y Holland, 1988), da valores del mismo orden que los que se pueden obtener para el resto de paragénesis de alta presión (tanto en rocas básicas como en ortogneises) existentes en las inmediaciones de este tipo de rocas pobres en sodio. Además, paragénesis de alta presión muy similares a las aquí descritas las podemos también encontrar en otras rocas de composición básica s.l. empobrecidas en sodio, como son las rodingitas de la Asociación Ofiolítica Bética (Puga et al., 1993).

Paragénesis de presión y temperatura intermedias

Esta paragénesis es la más común dado que la mayoría de las rocas se han reequilibrado durante el último evento metamórfico, siendo por tanto la presencia de minerales de paragénesis anteriores un hecho esporádico. Así, por ejemplo, en los endoskarns no se ha observado la presencia de ningún mineral que sea claramente atribuible a alguna paragénesis anterior.

La mineralogía de este tipo de rocas equilibradas a presión y temperatura intermedias, aunque puede cambiar considerablemente en proporciones modales de unas rocas a otras, está constituida por: anfíbol tipo tremolita, plagioclasa sódica, epidota, biotita y cantidades menores de titanita, moscovita, clorita y cuarzo. A veces, algunos de estos minerales se concentran en nódulos o pequeños niveles casi monominerálicos. En concreto, es muy común la existencia de anfibolititas y epidotitas pertenecientes a este grupo de rocas.

3.3.1.3. Origen de estas rocas.

Algunos de los autores que han descrito este tipo de rocas, han dado además una interpretación sobre su origen. De entre estas, podemos destacar las siguientes:

- Nijhuis (1964) cita la presencia de un total de seis cuerpos de estas características en el área de El Chive (Sierra de los Filabres), estando uno de ellos principalmente constituido por prismas de diópsido orientados al azar. Para el caso de este último, el autor piensa que puede representar el producto de un metamorfismo de contacto hercínico asociado a la intrusión de los granitos, aportando como argumentos en favor de esta hipótesis la asociación espacial de este cuerpo con los ortogneises y el hecho de que en ningún caso, y en ningún tipo de litología, encuentra diópsido como producto del metamorfismo alpino.
- Voet (1967), en su estudio sobre el área de Cóbдар-Macael (Sierra de los Filabres), plantea que el origen de estas rocas puede ser el resultado del metamorfismo de sedimentos calcáreos impuros. Además, dada la presencia de condrodita (Helmers y Voet, 1967) junto con vesuvianita y fluorita en algunos litotipos, expone la posibilidad de que se trate de productos de un metamorfismo de contacto con algunas influencias de fluidos ígneos procedentes de los granitos que intruyen en la misma unidad donde estas rocas aparecen.
- Puga (1971) describe un afloramiento en Sierra Nevada donde encuentra un tránsito gradual y lateral entre un mármol bandeado con granate de color amarillo marrón hasta una roca masiva de color verde amarillento constituida por diópsido, cummingtonita y epidota, formando, a veces, estos minerales haces fibroso-radiados. El origen que atribuye a estas rocas sería el resultado del metasomatismo de rocas carbonatadas por fluidos procedentes de intrusiones ígneas. Además, relaciona esta blastesis con el metamorfismo prealpino del basamento del Manto de la Caldera, considerando que ambos serían el resultado de un mismo evento de calentamiento.
- Martínez Martínez (1986), en su estudio sobre el sector de unión entre Sierra Nevada y Sierra de los Filabres, cita la presencia de numerosos cuerpos de skarn en el basamento de la Caldera, los cuales atribuye al resultado de un metasomatismo silíceo sobre rocas carbonatadas. Sin embargo, y probablemente debido a que en este área no existe relación espacial con rocas de carácter ígneo, no indica cuál sería el origen de los fluidos metasomatizantes.

En mi opinión, y teniendo en cuenta las observaciones que he realizado en este tipo de rocas tanto en Sierra Nevada como en Sierra de los Filabres, junto con las de otros autores antes enunciadas, se puede afirmar que el

origen de estas rocas sería el resultado de la transferencia térmica y de fluidos establecida entre cuerpos graníticos y las rocas metasedimentarias donde estos intruyen. En concreto, las evidencias que apoyarían esta interpretación son:

- La asociación espacial existente, en la mayoría de los casos, entre rocas de skarn (exoskarns) y los ortogneises del tipo 1.
- La presencia de rocas de similares características (endoskarns) dentro de los mismos ortogneises.
- La existencia, en los protolitos menos transformados por el metamorfismo alpino, de minerales tales como vesuvianita, condrodita, grosularia, zoisita y magnetita, que son típicos en rocas de skarn similares a las descritas.
- La presencia en algunas de las asociaciones con vesuvianita de fluorita, mineral que aparece también en las rocas más evolucionadas del metagranito de Lubrín, apuntando por tanto hacia un origen en relación con esta intrusión granítica de los fluidos metasomatizantes.
- La existencia, tanto en mármoles como en metapelitas, de transiciones graduales hacia las rocas de skarn.
- Los importantes cambios modales en la mineralogía, incluso en una misma muestra, en este tipo de rocas, que son típicos en otras rocas de skarn de características similares a las que nos ocupa.

El proceso de formación de este tipo de rocas sería muy similar al descrito por Kerrick (1977) para explicar el origen de las rocas de skarn en Sierra Nevada (California). Así, los exoskarn se generarían por el aporte de fluidos acuosos de origen granítico ricos en SiO_2 y Al_2O_3 y quizás también en otros elementos ferromagnesianos, que reaccionarían con las litologías más susceptibles a este tipo de interacciones metasomáticas, como son los mármoles, y en menor medida directamente con las metapelitas. Este proceso, requiere la existencia de un gradiente en la presión de fluidos entre el granito y la roca encajante, al que se llegaría cuando el magma granítico se satura en H_2O en los estadios finales de cristalización.

Por otro lado, existen varios mecanismos descritos (Kerrick, 1977 y referencias en su interior) para explicar el origen de los endoskarns. Uno de ellos, podría ser la “ingestión” de rocas carbonatadas por el magma granítico

que posteriormente reaccionarían con él para dar silicatos ricos en calcio. Un segundo proceso sería un metasomatismo recíproco entre el granito y rocas carbonatadas, las cuales aportarían al granito el calcio sobrante del proceso de reemplazamiento del carbonato por silicatos cálcicos. Un último proceso consistiría, a grandes rasgos, en la pérdida selectiva en determinados puntos del cuerpo granítico de sílice, alúmina y, en menor proporción, ferromagnesianos via fluidos acuosos que formarían el exoskarn, lo que produciría un aumento relativo local del contenido en calcio. Esta pérdida selectiva de elementos se podría a su vez explicar por el aumento en los bordes del plutón de la cantidad de CO₂ (que procedería de las rocas carbonatadas circundantes), lo cual produce el efecto de elevar el solidus granítico, y al mismo tiempo de concentrar los elementos antes mencionados en la fase acuosa en equilibrio con el fundido granítico. En cualquier caso, y dado el elevado grado de deformación y recristalización metamórfica de los cuerpos de endoskarn encontrados, no es posible dilucidar que proceso o procesos de los anteriormente mencionados podrían haber actuado en este caso.

3.3.2. Turmalinitas.

Con el término de turmalinitas he designado a un tipo especial de concentraciones anómalas de turmalina, en las que este mineral constituye al menos un 50 % del total de la roca. Este tipo de rocas, descritas por primera vez por Puga (1971), sólo lo he encontrado, bien representado, asociado a ortogneises leucocratos del tipo 2 en el área de Sierra Nevada. Aparte de estas turmalinitas, podemos encontrar otros diferenciados ricos en turmalina pero que tendrían un origen netamente distinto del que aquí vamos a discutir. Este es el caso, por ejemplo, de lechos ricos en turmalina y cuarzo, de carácter pegmatítico-pneumatolítico, que son comunes en las zonas marginales del metagranito de Lubrín, sobre todo hacia el contacto con las metapelitas.

3.3.2.1. Afloramientos y descripción macroscópica.

Como ya se ha mencionado, este tipo de rocas sólo se han encontrado bien representadas en el área de Sierra Nevada. Aparecen asociadas a gneises leucocratos y metapelitas de grano fino de la cobertera del Manto de las Sabinas, en las inmediaciones del Collado de las Sabinas. Su localización, por tanto, es la misma que la de estos gneises ya descritos.

Las turmalinitas suelen aparecer como nódulos y lentejones discontinuos de espesor variable, entre 1-2 mm. y 20 cm., intercalados entre micaesquistos

granatíferos de grano muy fino, y en menor medida entre ortogneises. Este tipo de micaesquistos, en el cual se concentran los niveles de turmalinitas, tienen una serie de características muy peculiares que los diferencian del resto de los micaesquistos de la cobertera de las Sabinas, y de los micaesquistos de otras unidades. Se trata de rocas muy duras y compactas, y con un tamaño de grano que rara vez supera 1 mm. Puga (1971) interpreta estas rocas como el equivalente metamórfico de niveles volcanoclásticos de tipo cinerítico. La transición entre estos micaesquistos y los lechos de turmalinita se produce, a veces, de forma gradual por un aumento progresivo del contenido en turmalina de los micaesquistos, como pasa en la muestra A-69 del Apéndice I.

3.3.2.2. Mineralogía.

La mineralogía de estas rocas está compuesta casi exclusivamente por turmalina, con cantidades subordinadas de otros minerales presentes en los esquistos o gneises a partir de los cuales se forman (i.e., granate, moscovita, cuarzo, feldspatos, etc.). Su textura es similar a la de otras turmalinitas de reemplazamiento descritas (Kretz et al., 1989). Los cristales de turmalina son de pequeño tamaño y color oscuro, con tonos de azul oscuro a marrón verdoso, presenta hábito subidiomorfo a xenomorfo (Foto 34, Lám. 17), y están orientados con sus ejes mayores paralelos a la foliación principal de la roca.

3.3.2.3. Origen de estas rocas.

Puga (1971) establece un origen común para las turmalinitas, las metacineritas y los ortogneises riolíticos relacionados de la cobertera de las Sabinas. Según esta interpretación, las turmalinitas se formarían por un proceso de metasomatismo, sobre niveles cineríticos y en menor medida sobre rocas volcánicas ácidas, originado por fluidos ricos en Boro procedentes de los estadios finales de diferenciación del magma que originó las manifestaciones volcánicas ácidas y probablemente también los niveles cineríticos.

En efecto, las evidencias de que se dispone en este trabajo, parecen apuntar hacia este origen. Esta interpretación, además, explicaría el hecho de que los niveles de turmalinitas sólo se hayan encontrado asociados a estas manifestaciones volcánicas ácidas y niveles volcanoclásticos de la parte Oeste de Sierra Nevada y estén ausentes en otros afloramientos de rocas, posiblemente cogenéticas a las que nos ocupa, pero más melanocratas y de posible origen subvolcánico. Estas rocas de posible origen subvolcánico

afloran, por ejemplo, en la parte alta basamento de las Sabinas en el área de Lijar y han sido descritas en apartados anteriores.

En cualquier caso, resulta difícil de establecer con precisión el origen de las turmalinitas debido a la escasez de afloramientos, y sobre todo a la deformación y el metamorfismo que estas rocas, y aquellas en las que aparecen intercaladas, han sufrido. Sin embargo, podemos encontrar en la literatura numerosos ejemplos de procesos muy similares a los aquí descritos (Slack et al., 1993 y referencias en su interior) que pueden servir para corroborar en parte esta interpretación. De entre todos ellos, quizás el más significativo por la similitud en litologías, proximidad geográfica, e incluso ambiente geodinámico de génesis, como veremos más adelante, sean las brechas riolíticas con turmalina de la Cadena Ibérica (Lago et al., 1991a). En esta estribación oriental del hercínico de la Península Ibérica, aparecen numerosas manifestaciones ígneas de carácter calcoalcalino, y edad Pérmico inferior, constituidas por cuerpos subvolcánicos de composición andesítica a dacítica, niveles volcánicos de composición dacítico-riolítica y rocas de origen volcanosedimentario integradas por una mezcla de sedimentos, clastos de las rocas ígneas antes citadas y material piroclástico de composición riolítica (Lago et al., 1991b). En este contexto volcanosedimentario asociado a los primeros estadios de rifting posteriores al ciclo hercínico (Rey y Ramos, 1991), se producen importantes, aunque muy locales, brechificaciones y turmalinizaciones de los materiales de carácter riolítico (Lago et al., 1991a) por fluidos de carácter pneumatolítico relacionados genéticamente con este magmatismo. En mi opinión, un proceso muy similar al aquí descrito sería el responsable de la formación de las turmalinitas y metacineritas turmalínicas del margen Oeste de Sierra Nevada.

3.4. QUIMISMO MINERAL.

Los análisis químicos de fases minerales se han realizado en el Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada, con una microsonda electrónica automática CAMECA SX50 equipada con 4 espectrómetros de dispersión de longitud de onda. Como patrones se han usado óxidos sintéticos (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Cr_2O_3 , MgO , MnTiO_3) y silicatos (albita, ortosa, wollastonita). La reducción de los datos y las correcciones de fluorescencia, número atómico y absorción se realizan en línea mediante el programa PAP proporcionado por el fabricante. El tiempo de contaje es de aproximadamente 30 segundos, y las condiciones analíticas más comúnmente utilizadas han sido 20 kV de voltaje de aceleración y 20 nA de corriente de sonda, con un diámetro de sonda de 5 a 8 μ .

Los análisis de las fases estudiadas, su normalización a una fórmula estructural y, en su caso, el cálculo de algunos parámetros de interés y/o moléculas minerales, se presentan en el Apéndice III. En este apéndice, los distintos minerales analizados se han ordenado alfabéticamente para facilitar su búsqueda, y dentro de cada especie mineral, los análisis se han agrupado en orden creciente de número de análisis. Por tanto, para la discusión del quimismo mineral en este apartado, se va a seguir también este orden alfabético en la descripción de los minerales de mayor interés, en vez del orden aproximado de abundancia que se ha utilizado para la descripción mineralógica de los apartados anteriores.

3.4.1. Anfíbol.

Los análisis de anfíbol se han normalizado a 23 oxígenos. Para la estimación del Fe^{3+} , se ha seguido el método descrito por Spear y Kimball (1984), ligeramente modificado por Holland y Blundy (1994). Este método, que se describe brevemente a continuación, consiste en balancear la proporción de Fe^{3+} en la fórmula del anfíbol aplicando una serie de condicionantes cristalquímicos. Así, para un análisis de anfíbol normalizado a 23 oxígenos, con una suma de cationes Σ , la proporción de Fe^{3+} calculada para este anfíbol sería demasiado pequeña si:

- $\Sigma > 16$ (demasiados cationes para un anfíbol).
- $\text{Si} > 8$ (demasiada sílice).
- $(\Sigma - \text{Na} + \text{K}) > 15$ (todo el sodio estaría en A).
- $\text{Ca} > 2$ (no todo el calcio estaría en M4).
- $\text{Fe}^{\text{tot}} = \text{Fe}^{2+}$ (mínima cantidad de Fe^{3+} posible).

Por contra, la proporción de Fe^{3+} calculada sería demasiado grande si:

- $(\text{Si} + \text{Al}^{\text{tot}}) < 8$ (no hay suficientes cationes tetraédricos).
- $(\Sigma - \text{K}) < 15$ (todo el sodio estaría en M4).
- $(\Sigma - \text{Na} - \text{K} - \text{Ca}) < 12.9$ (demasiadas vacancias en M1, M2, M3 y T).
- $\text{Fe}^{3+} > (2 - \text{Al}^{\text{VI}} - \text{Ti})$ (todo el Fe^{3+} en M2).
- $\text{Fe}^{\text{tot}} = \text{Fe}^{3+}$ (máxima cantidad de Fe^{3+} posible).

El cálculo comenzaría normalizando el análisis a 23 oxígenos y todo el Fe como Fe^{2+} . El aumento progresivo de la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ tendría el efecto de disminuir la suma de los cationes, reduciéndose, por tanto, el problema del cálculo de la fórmula más idónea a encontrar la razón $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ adecuada

para satisfacer todos y cada uno de los condicionantes cristalquímicos antes expuestos. Para una explicación más detallada de como llevar a cabo este cálculo, vease el Apéndice B en Holland y Blundy (1994).

Anfíboles en ortogneises

La composición química de los anfíboles analizados en ambos grupos de ortogneises (viz. tipo 1 y 2) es muy similar dentro de cada muestra, pero, a su vez, cambia notablemente de unas muestras a otras (Figura 3.4). Este hecho sugiere que el control más importante sobre la composición química del anfíbol es la composición química de la roca, o del dominio dentro de esta, en la que este mineral aparece. Por tanto, la composición de cada uno de estos grupos de anfíboles se comentará por separado. En su conjunto, se trata de anfíboles cálcicos con bajos contenidos en Na^{M4} , lo cual está en consonancia con las observaciones petrográficas de apartados anteriores, en las que estos anfíboles se han situado en la paragénesis metamórfica de presión y temperatura intermedias.

A-31	Mín.	Máx.	Media	σ
Si	5.918	6.202	6.100	0.158
Ti	0.021	0.043	0.031	0.011
Al ^{IV}	1.798	2.082	1.900	0.158
Al ^{VI}	0.710	0.874	0.785	0.083
Fe ³⁺	0.267	0.384	0.322	0.059
Fe ²⁺	2.905	3.137	3.024	0.116
Mn	0.020	0.023	0.022	0.002
Mg	0.627	0.921	0.776	0.147
Ca	1.806	1.879	1.844	0.037
Na ^{M4}	0.155	0.241	0.196	0.043
Na ^A	0.264	0.326	0.295	0.031
K	0.608	0.651	0.632	0.022
Σ cat.	15.915	15.934	15.927	0.010

Tabla 3.3. Composición media de los anfíboles de la muestra A-31 (metagranito porfídico, Prado del Cebollar).

En la Tabla 3.3 podemos ver la composición media (n=3) de los anfíboles analizados de la muestra A-31, que corresponde a un metagranito porfídico del Prado del Cebollar (tipo 1). En esta muestra, el anfíbol aparece

como pequeños cristales xenomorfos (< 1 mm.) que se concentran en las bandas ricas en biotita metamórfica. Este anfíbol, que corresponde a ferropargasita en el diagrama de Leake (Figura 3.4), se caracteriza por bajos contenidos en Si, Na^{M4} y baja razón de Mg/Mg+Fe²⁺, y altos contenidos en Al^{IV}, así como un alto grado de ocupación en la capa A.

La Tabla 3.4 muestra la composición media de los anfíboles analizados en los ortogneises del tipo 2. La muestra A-90 (izquierda, n=5) corresponde a un gneis melanocrato de la Pista Forestal de Soportújar. El anfíbol que aparece en estos gneises, integrante de la matriz, es de tipo actinolita según el diagrama de Leake (Figura 3.4) y presenta una composición muy homogénea. Se caracteriza por altos contenidos en Si y valores altos de la razón Mg/Mg+Fe²⁺, y bajos contenidos en Al^{tot} y Na^{tot} así como por una prácticamente nula ocupación de la capa A.

A-90	Mín.	Máx.	Media	σ	C-51	Mín.	Máx.	Media	σ
Si	7.932	7.995	7.961	0.027	Si	6.468	6.738	6.592	0.097
Ti	0.000	0.003	0.001	0.001	Ti	0.041	0.069	0.052	0.008
Al ^{IV}	0.005	0.068	0.040	0.027	Al ^{IV}	1.262	1.532	1.409	0.097
Al ^{VI}	0.049	0.088	0.067	0.018	Al ^{VI}	0.818	0.962	0.903	0.042
Fe ³⁺	0.000	0.016	0.005	0.007	Fe ³⁺	0.276	0.336	0.307	0.023
Fe ²⁺	1.384	1.503	1.457	0.047	Fe ²⁺	1.487	1.696	1.608	0.057
Mn	0.041	0.052	0.047	0.004	Mn	0.019	0.032	0.026	0.004
Mg	3.382	3.522	3.438	0.060	Mg	2.120	2.281	2.191	0.048
Ca	1.923	1.971	1.953	0.018	Ca	1.264	1.456	1.385	0.058
Na ^{M4}	0.012	0.032	0.021	0.010	Na ^{M4}	0.462	0.642	0.529	0.056
Na ^A	0.000	0.005	0.002	0.002	Na ^A	0.457	0.576	0.524	0.039
K	0.001	0.005	0.004	0.002	K	0.073	0.117	0.099	0.015
Σ cat.	14.982	15.009	14.994	0.013	Σ cat.	15.529	15.686	15.623	0.050

Tabla 3.4. Composición media de los anfíboles de las muestras A-90 (izquierda: gneis melanocrato, Pista Forestal de Soportújar) y C-51 (derecha: gneis anfibólico, Carretera Lijar-Chercos).

La muestra C-51 (izquierda, n=10) corresponde a un gneis anfibólico del afloramiento situado en la carretera de unión entre las localidades de Lijar y Chercos (punto 2 en la Figura 3.3). En este tipo de roca el anfíbol aparece en dos posiciones texturales distintas (Foto 30, Lám. 15), como grandes peciloblastos, con textura “en ojos”, en los que es muy característica la

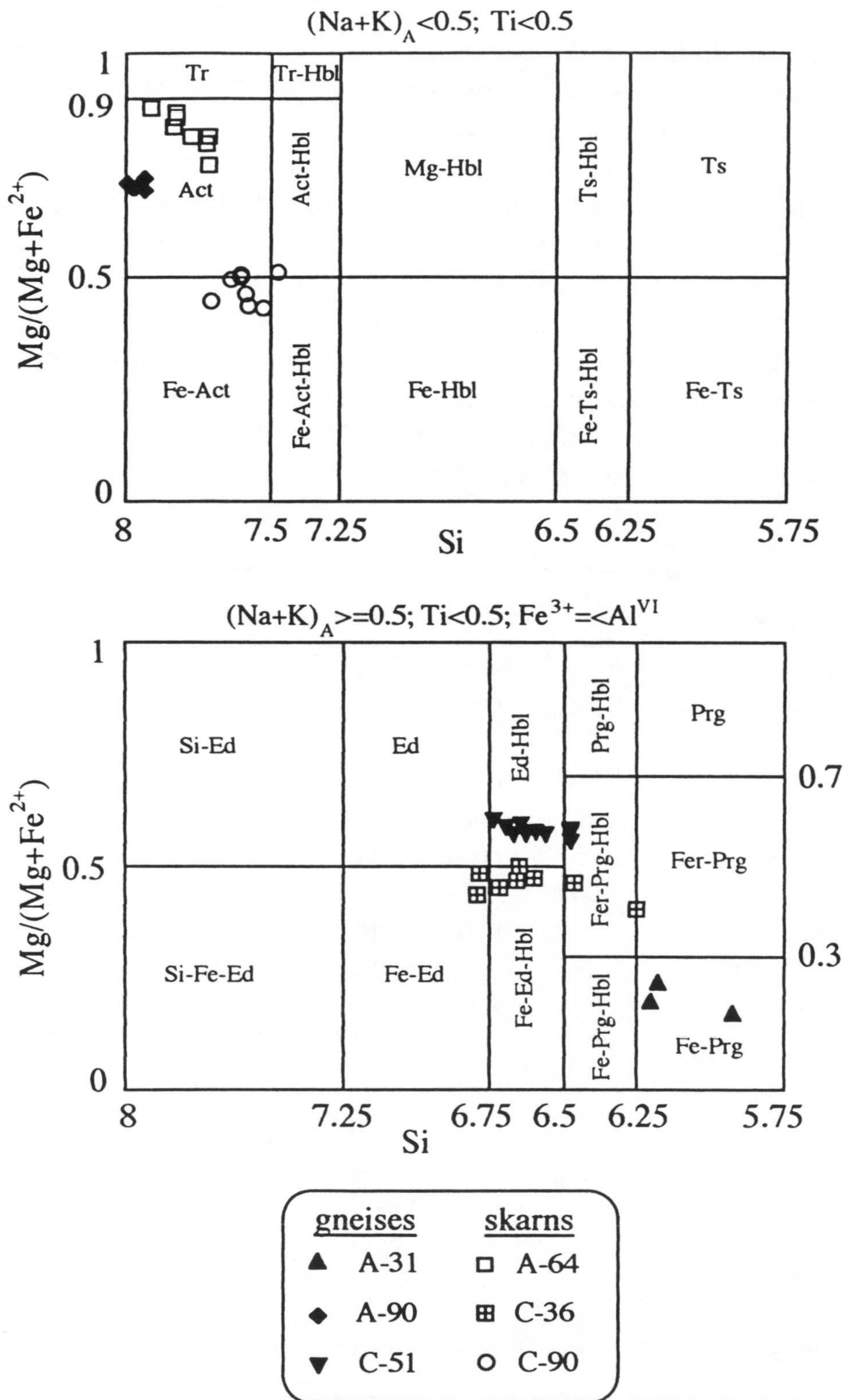


Figura 3.4. Clasificación de los anfíboles cálcicos estudiados en los diagramas de Leake (1978).

presencia de diminutas inclusiones orientadas de rutilo, y como cristales nematoblásticos de menor tamaño integrantes de la matriz de la roca. La composición de ambos tipos de anfíboles se ha representado de forma indiferenciada en la Figura 3.4, en la que podemos observar que todos los análisis presentan una composición muy similar, que oscila entre horblenda edenítica y horblenda ferroso-pargasítica. Estos anfíboles se caracterizan, además, por presentar una composición intermedia con respecto a los discutidos previamente.

Anfíboles en rocas de skarn

Dentro de las rocas de skarn, en función de la litología considerada, podemos encontrar dos tipos de anfíboles netamente distintos. Así, en los endoskarns y skarns pobres en sodio, los anfíboles se caracterizan, en general, por presentar altos contenidos en Si y bajos en Al^{tot} , mientras que en los skarns ricos en Na se da la tendencia inversa. Ambos tipos de anfíboles son también distintos desde el punto de vista óptico, ya que los primeros presentan colores de pleocroismo entre tonos verdosos claros, amarillentos y casi incoloros, mientras que los segundos presentan un pleocroismo más intenso, generalmente entre verde azulado y verde oscuro.

A-64	Mín.	Máx.	Media	σ	C-90	Mín.	Máx.	Media	σ
Si	7.711	7.913	7.791	0.073	Si	7.472	7.708	7.588	0.071
Ti	0.002	0.005	0.003	0.001	Ti	0.006	0.010	0.007	0.001
Al^{IV}	0.087	0.289	0.209	0.073	Al^{IV}	0.292	0.528	0.412	0.071
Al^{VI}	0.051	0.192	0.113	0.048	Al^{VI}	0.001	0.104	0.051	0.029
Fe^{3+}	0.000	0.097	0.050	0.037	Fe^{3+}	0.265	0.356	0.304	0.037
Fe^{2+}	0.597	1.210	0.831	0.200	Fe^{2+}	2.265	2.598	2.447	0.141
Mn	0.006	0.045	0.015	0.013	Mn	0.000	0.050	0.012	0.016
Mg	3.593	4.285	3.989	0.229	Mg	1.982	2.356	2.209	0.165
Ca	1.837	1.993	1.910	0.046	Ca	1.803	2.000	1.878	0.059
Na^{M4}	0.008	0.136	0.075	0.043	Na^{M4}	0.037	0.151	0.091	0.033
Na^A	0.039	0.107	0.072	0.025	Na^A	0.054	0.163	0.114	0.033
K	0.025	0.036	0.031	0.004	K	0.000	0.037	0.022	0.012
Σ cat.	15.06	15.14	15.10	0.026	Σ cat.	15.05	15.19	15.13	0.043

Tabla 3.5. Composición media (n=8) de los anfíboles de las muestras A-64 (izquierda: endoskarn) y C-90 (derecha: exoskarn pobre en sodio).

Como podemos apreciar en la Figura 3.4 y Tabla 3.5, existe una cierta similitud entre los anfíboles procedentes de endoskarns y de exoskarns pobres en sodio. Se trata en ambos casos de anfíboles actinolíticos que van desde actinolita s.str. en los endoskarns hasta ferro-actinolita y horblenda actinolítica en los exoskarns pobres en sodio. La diferencia entre ambos tipos de anfíboles estriba principalmente en que los primeros son algo más ricos en Si y presentan una razón $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ mayor que los segundos.

C-36	Mín.	Máx.	Media	σ
Si	6.247	7.692	6.928	0.291
Ti	0.013	0.081	0.037	0.018
Al ^{IV}	0.308	1.753	1.071	0.291
Al ^{VI}	0.701	1.736	0.974	0.233
Fe ³⁺	0.103	0.561	0.323	0.129
Fe ²⁺	1.303	2.285	1.705	0.316
Mn	0.003	0.017	0.010	0.003
Mg	1.543	2.627	2.045	0.276
Ca	0.265	1.591	1.130	0.292
Na ^{M4}	0.336	1.61	0.773	0.276
Na ^A	0.033	0.748	0.399	0.152
K	0.019	0.192	0.073	0.054
Σ cat.	15.053	15.83	15.47	0.186

Tabla 3.6. Composición media (n=24) de los anfíboles de la muestra C-36 (exoskarn rico en sodio).

Por otro lado, la Tabla 3.6 nos muestra la composición media de los anfíboles de un exoskarn rico en sodio, correspondiente a la muestra C-36 (también se han incluido bajo la misma sigla algunos anfíboles sodocálcicos de la muestra C-34 que están dentro del mismo rango de variación). Como podemos observar en esta tabla, y en las Figuras 3.4 y 3.5, la variabilidad química de estos anfíboles es mayor que la que presentaban los de los litotipos anteriores, pasando desde anfíboles sódicos tipo glaucofana, y sodocálcicos tipo barroisita y Mg-katoforita, hasta anfíboles cálcicos tipo horblenda ferro-edenítica, ferro-edenita y ferro-pargasita. En general, este grupo se diferencia de los anfíboles de skarn anteriores por presentar menores contenidos en Si y Ca, y mayores contenidos en Al^{tot} y Na^{tot}. En este caso, la variabilidad química encontrada dentro de los anfíboles de una misma muestra sería el resultado de cambios en las condiciones de P y T de formación. Esto hecho es, además, constatable petrográficamente, ya que los

anfíboles de tipo glaucofana presentan unas relaciones texturales con la onfacita y el granate de la rocas en las que aparecen (Foto 32, Lám. 16), que hace pensar que estos tres minerales serían paragenéticos. Por otro lado, los anfíboles sodocálcicos y cálcicos que aparecen en estas mismas rocas pertenecen claramente a una paragénesis posterior, ya que suelen desarrollarse a expensas de los minerales de la paragénesis eclogítica.

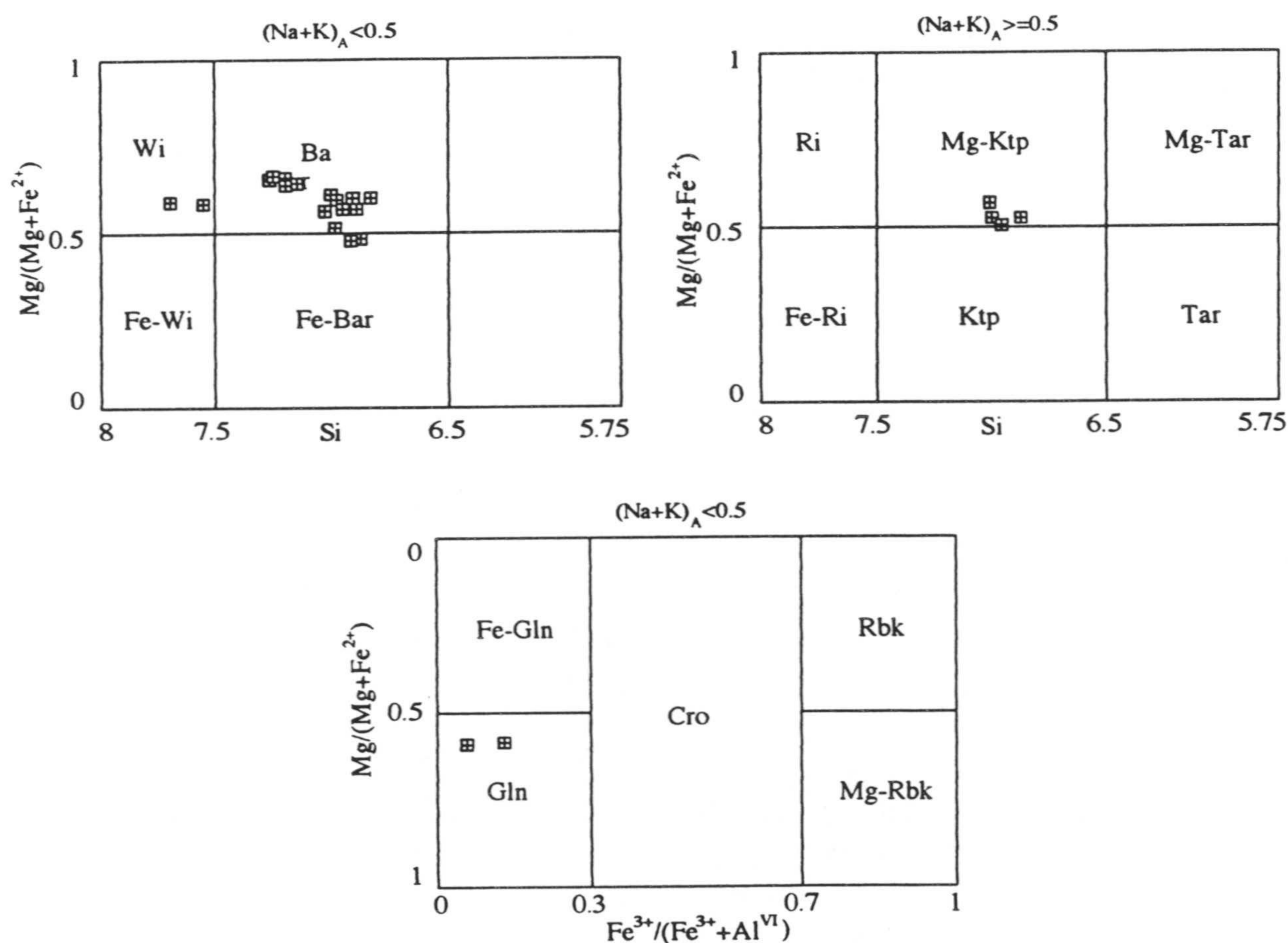


Figura 3.5. Clasificación de anfíboles sódicos y sodocálcicos, de la muestra C-36, en los diagramas de Leake (1978).

En resumen, la composición del anfíbol en las muestras estudiadas, tanto en ortogneises como en rocas de skarn, parece estar controlada por la composición química de la roca en la que aparecen, habiéndose formado, además, en un único evento de blastesis metamórfica a P y T constante, dada la escasa variabilidad de su quimismo dentro de una misma muestra. La única excepción son las rocas de skarn ricas en sodio, en las que es posible reconocer al menos dos paragénesis distintas de anfíbol, una primera, constituida por anfíboles de tipo glaucofana, en condiciones eclogíticas, y

otra segunda, constituida por anfíboles cálcicos y sodocálcicos, producto de retrogresión de la paragénesis eclogítica.

3.4.2. Biotita.

Este mineral es un constituyente importante de los gneises melanocratos, apareciendo en menor proporción en los gneises leucocratos. Se han analizado biotitas pertenecientes a ortogneises del tipo 1 y del tipo 2. La composición media de las mismas, en cada uno de estos dos tipos de gneises, se ha representado en la Tabla 3.7. En general, la composición media de ambos grupos es muy similar, observándose sólo variaciones significativas en algunos términos extremos. Así, el rango de variación de algunos elementos tales como Fe^{2+} , Mg y Ti es mayor en las biotitas del tipo 1 que en las del tipo 2.

Tipo 1	Mín.	Máx.	Media	σ	Tipo 2	Mín.	Máx.	Media	σ
Si	2.728	3.046	2.908	0.098	Si	2.800	2.904	2.849	0.032
Al ^{IV}	0.954	1.272	1.092	0.098	Al ^{IV}	1.096	1.200	1.151	0.032
Al ^{VI}	0.229	0.902	0.438	0.169	Al ^{VI}	0.280	0.393	0.342	0.032
Ti	0.008	0.275	0.112	0.055	Ti	0.019	0.089	0.064	0.021
Fe ²⁺	0.954	2.157	1.484	0.318	Fe ²⁺	1.613	1.788	1.709	0.057
Mn	0.001	0.019	0.009	0.005	Mn	0.015	0.021	0.018	0.002
Mg	0.139	1.067	0.718	0.245	Mg	0.658	0.861	0.747	0.047
Σ VI	2.537	2.901	2.761	0.123	Σ VI	2.837	2.908	2.880	0.020
Ca	0.000	0.011	0.002	0.003	Ca	0.000	0.004	0.001	0.002
Na	0.003	0.048	0.011	0.009	Na	0.004	0.015	0.008	0.003
K	0.833	0.929	0.892	0.023	K	0.881	0.924	0.909	0.011
Σ XII	0.841	0.968	0.905	0.028	Σ XII	0.886	0.933	0.918	0.012
#mg	0.060	0.524	0.330	0.106	#mg	0.270	0.348	0.304	0.019

Tabla 3.7. Composición de las biotitas pertenecientes a ortogneises del tipo 1 (izquierda, n=25) y del tipo 2 (derecha, n=13).

La composición química de ambos grupos de biotitas, expresada en el denominado "plano ideal de la biotita" (Guidotti, 1984), se ha representado además en la Figura 3.6. Como podemos ver en esta figura, la mayoría de la biotitas se proyectan en torno a un punto de coordenadas $Al^{VI} = 0.35$ y $Mg/(Mg+Fe^{2+}) = 0.3$, observándose además variaciones significativas con respecto a esta posición sólo para algunas biotitas pertenecientes a ortogneises del tipo 1. Las biotitas analizadas están, en general, más próximas

a los términos finales trisilícicos annita y flogopita, con valores de $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ no superiores a 0.5, como es normal para las biotitas en rocas graníticas metamorfozadas (Guidotti, 1984). Presentan además cantidades variables de Al^{VI} , que en algunos casos pueden llegar a valores próximos al término extremo siderofilita, y cuya entrada estaría probablemente relacionada con una sustitución de tipo tschermakítico (Guidotti, 1984). Sin embargo, dado que el número de análisis de que se dispone no es lo suficientemente elevado y, sobre todo, que la composición química de las biotitas estudiadas está fuertemente controlada por la composición de la roca, o del microdominio donde estas aparecen, como se verá más adelante, no ha sido posible determinar que tipo de intercambios explicarían la variabilidad química observada.

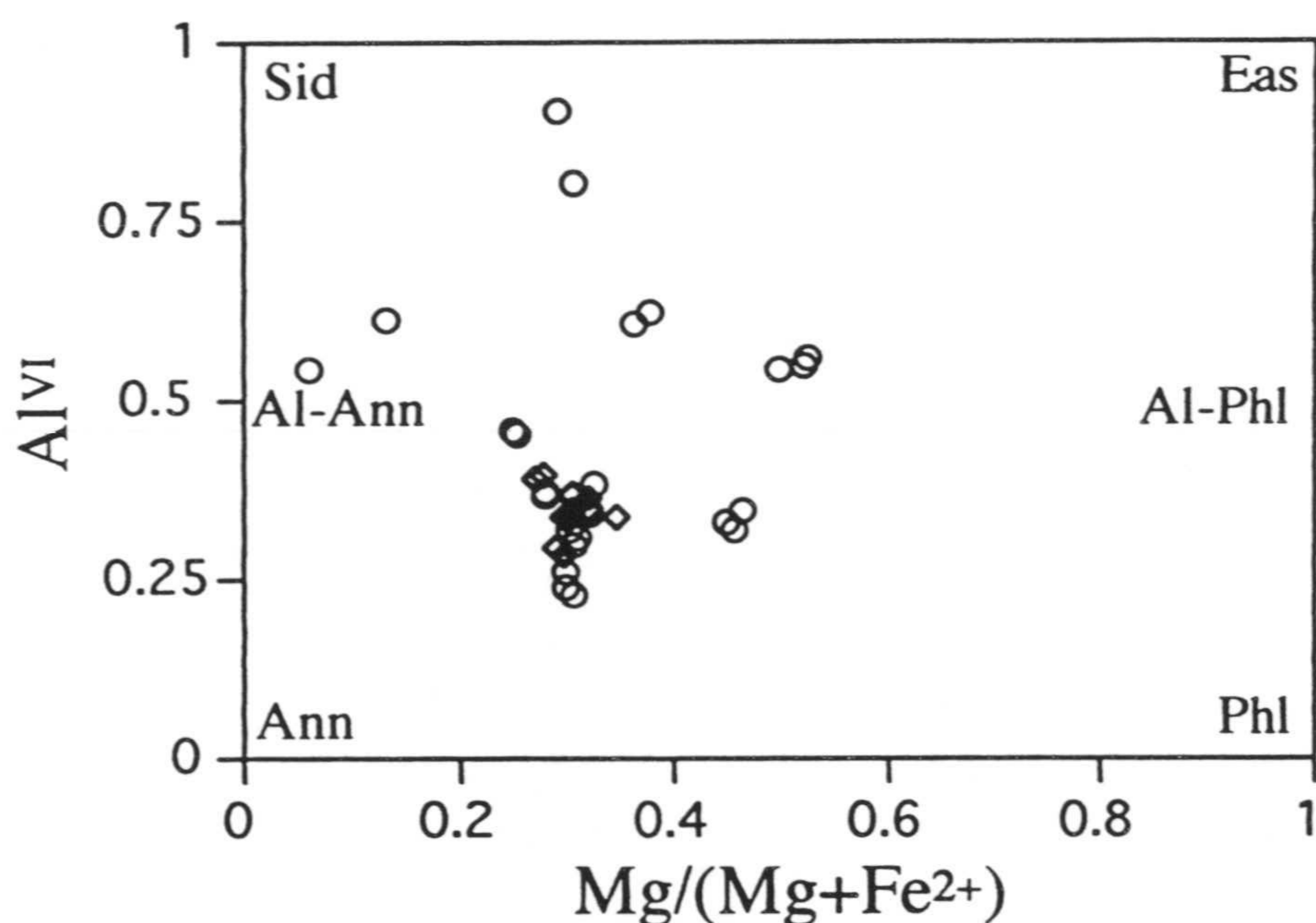


Figura 3.6. Representación de las biotitas de los ortogneises del tipo 1 (círculos) y del tipo 2 (rombos) en el plano ideal de la biotita (Guidotti, 1984).

Por otro lado, de la observación de la Tabla 3.7 y la Figura 3.6 se deduce que la composición de las biotitas de los ortogneises del tipo 2 es relativamente constante, mientras que en las del tipo 1 podemos encontrar composiciones similares a las del tipo 2, y otras composiciones netamente distintas. Este hecho se debe, muy probablemente, al distinto origen de ambos tipos de biotitas. Así, las biotitas del tipo 1 aparecen básicamente en dos posiciones texturales distintas:

- Reemplazando a biotitas de origen ígneo.

- En la matriz de la roca, sin ninguna evidencia de reemplazamiento de alguna biotita previa.

Mientras que las del tipo 2, y dado el carácter volcánico de los litotipos donde aparecen, en los que no es probable que existiesen fenocristales de biotita, todas las biotitas metamórficas se presentan como pequeños cristales en la matriz de la roca (Foto 28, Lám. 14) sin ninguna evidencia de reemplazamiento de fases ígneas previas. Por tanto, las biotitas que se forman en la matriz de rocas sin biotita ígnea, presentan una composición similar en ambos tipos de rocas, la cual estaría controlada por las condiciones de P y T, mientras que las que aparecen por reemplazamiento de biotitas ígneas presentan variaciones significativas con respecto a las primeras, que estarían controladas por la composición del microdominio en el que se desarrollan. Además, estas variaciones, salvo el aumento en el contenido en Ti que se da de forma generalizada, no se dan en una sola dirección (i.e., aumento o disminución de algún/os componente/s de forma sistemática) sino que a su vez suelen estar en función del tipo de minerales paragenéticos con los que aparece. Así, si la biotita se forma junto con moscovita, en general el contenido de Al^{VI} de la primera, y la razón Mg/(Mg+Fe²⁺) son mayores que si no aparece junto con moscovita.

La representación de las biotitas de los gneises del tipo 1 y 2 en el diagrama de Nachit (1986) nos muestra un hecho curioso, que a su vez estaría relacionado con la posición textural antes mencionada en la que puede aparecer este mineral. En este diagrama (Figura 3.7) las biotitas del tipo 2 se proyectan dentro del campo de lo que el autor denomina biotitas secundarias (i.e., que no son de origen ígneo), mientras que en las del tipo 1 tenemos varias situaciones:

- Dos análisis (viz. C28/72 y C28/76, Apéndice III) estarían claramente en el campo de las biotitas ígneas.
- Aproximadamente una tercera parte de los análisis están en el campo de las biotitas secundarias.
- El resto de los análisis están en el límite entre ambos campos o en la parte más inferior del campo de las biotitas ígneas.

Este último grupo de biotitas, desde el punto de vista petrográfico, son claramente de origen metamórfico ya que aparecen como pequeños cristales de biotita (>1 mm.), a veces orientados según la foliación principal de la roca, que se forman a expensas de peciloblastos de biotita ígnea de la matriz de metagranitos porfídicos. Este hecho sugiere que las biotitas metamórficas que

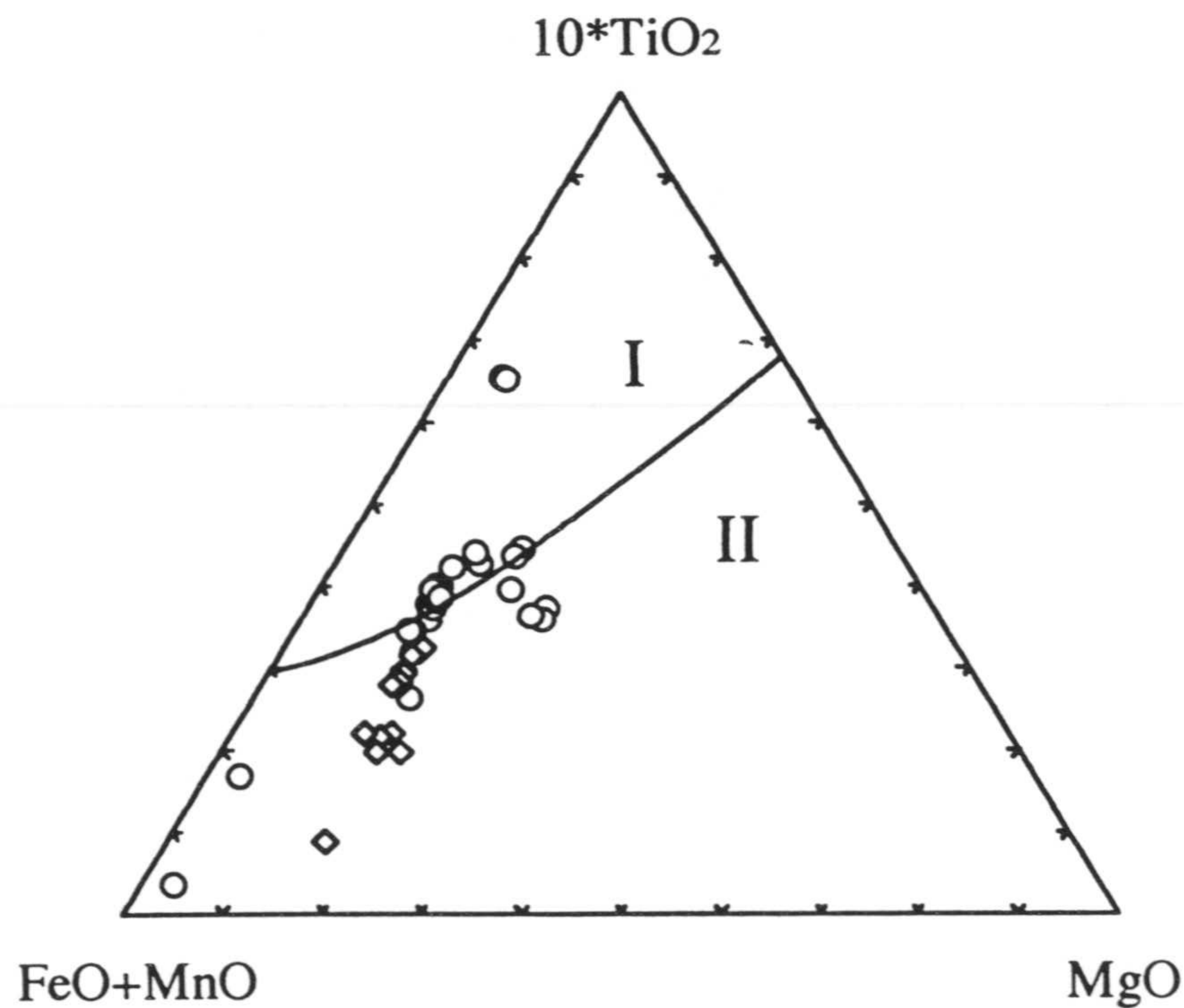


Figura 3.7. Representación de las biotitas en el diagrama de Nachit (1986). Campo I: biotitas ígneas, Campo II: biotitas secundarias. Símbolos como en Figura 3.6.

se forman por reemplazamiento de biotitas ígneas, incorporan en su estructura algunos elementos (sobre todo TiO₂) en mayor proporción que las que se forman en otros dominios, aunque ambos tipos de biotita se hayan formado aparentemente en las mismas condiciones de P y T. Por tanto, parece claro que, a igualdad de otros factores tales como P y T, el principal factor que controla la variabilidad química observada en las biotitas sería la composición inicial del sistema en el que se forman.

3.4.3. Feldespatos.

Este grupo de minerales (feldespato potásico y plagioclasa) se ha analizado en tres litotipos distintos: ortogneises del tipo 1, ortogneises del tipo 2 y rocas de skarn ricas en sodio. En los dos primeros, el feldespato potásico aparece como porfidoblastos y como cristales de menor tamaño integrantes de la matriz, mientras que la plagioclasa aparece como inclusiones en el feldespato potásico y más frecuentemente en la matriz de la roca. En los skarns ricos en sodio sólo se ha analizado plagioclasa, la cual junto con el anfíbol constituyen los minerales principales de la paragénesis de presión y temperatura intermedias en este tipo de rocas. La composición de estos

feldespatos, en términos de sus componentes extremos Kfs, Ab y An, se ha representado en la Figura 3.8.

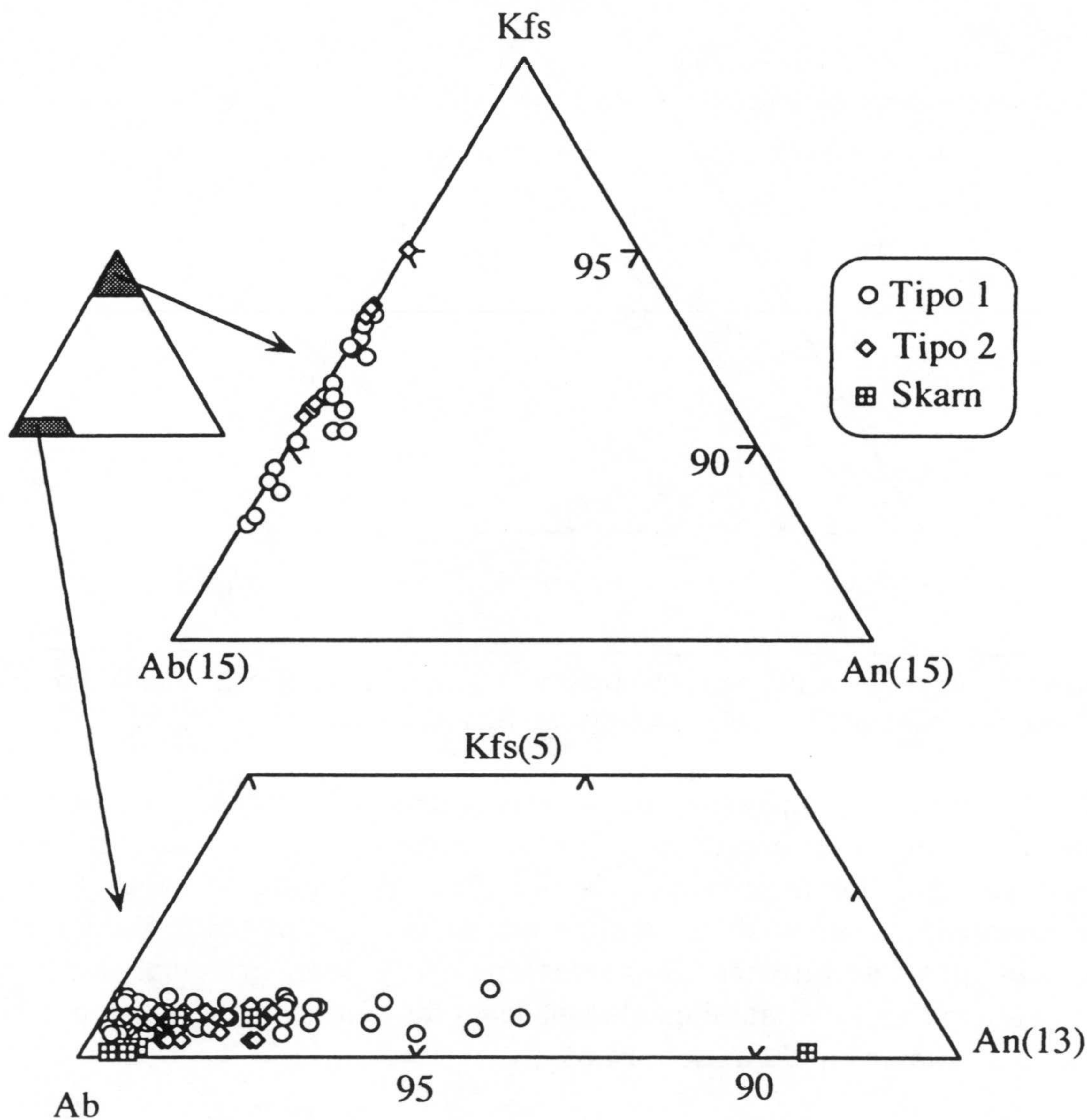


Figura 3.8. Diagrama ternario Kfs-Ab-An en el que se representan los feldespatos analizados.

Feldespato potásico

La composición de los feldespatos-K analizados oscila entre un 87 % y un 95 % de Kfs, siendo en todos los casos la proporción de An menor del 0.5 % (Figura 3.8). Dentro de este rango, la mayoría de los análisis (prácticamente todos para el caso de los feldespatos potásicos de los gneises del tipo 2) oscilan entre el 91 % y el 93 % de Kfs, y sólo un pequeño número de análisis están por debajo del 90 %. Estos últimos corresponden a algunos

fenocristales de feldespato potásico procedentes de metagranitos porfídicos, en los cuales la cantidad de Ab inicial que el feldespato incorporó durante la cristalización ígnea sería aún mayor, ya que estos fenocristales presentan abundantes desmezclas micropertíticas (Foto 15, Lám 8).

Plagioclasa

La mayoría de las plagioclasas analizadas en todos los litotipos presentan una proporción de Ab entre el 97.5 % y el 99.5 %, no habiéndose observado además variaciones en la composición dentro de un mismo grano mineral, ni variaciones significativas entre las inclusiones en feldespato potásico y las plagioclasas de la matriz para la mayoría de las rocas. En las rocas de skarn ricas en sodio, se ha analizado además una plagioclasa con un 89.1 % de An, habiendo sido esta la única oligoclasa encontrada, la cual aparece en asociación con un anfíbol sodocálcico.

En algunos metagranitos porfídicos, sí se han encontrado cambios en la composición de la plagioclasa en función de su posición textural. Así, en estas rocas, las inclusiones de plagioclasa en feldespato potásico presentan una composición entre 93 % y 96 % de Ab, mientras que las plagioclasas de las exoluciones pertíticas y las de la matriz presentan una composición > 97 % de Ab.

3.4.4. Granate.

Los granates analizados en los distintos tipos de litologías estudiadas presentan un amplio rango composicional (Figura 3.9). En general, todos se caracterizan por bajos contenidos en Prp y Sps, cantidades variables de Alm y Grs, y suelen además no estar zonados. Aunque se ha calculado también la proporción de Adr para estos granates (Apéndice III), la cual suele oscilar entre 0 y 8 (con los valores más altos en los granates ricos en Grs), esta no se va a utilizar en la descriptiva del quimismo de este mineral ya que su cálculo está sujeto a un mayor grado de incertidumbre.

Los granates estudiados se pueden agrupar, en función del tipo de roca en la que aparecen, en los siguientes tipos:

- Granates en ortogneises del tipo 1.
- Granates en ortogneises del tipo 2.
- Granates en rocas de skarn ricas en Na.
- Granates en rocas de skarn pobres en Na.

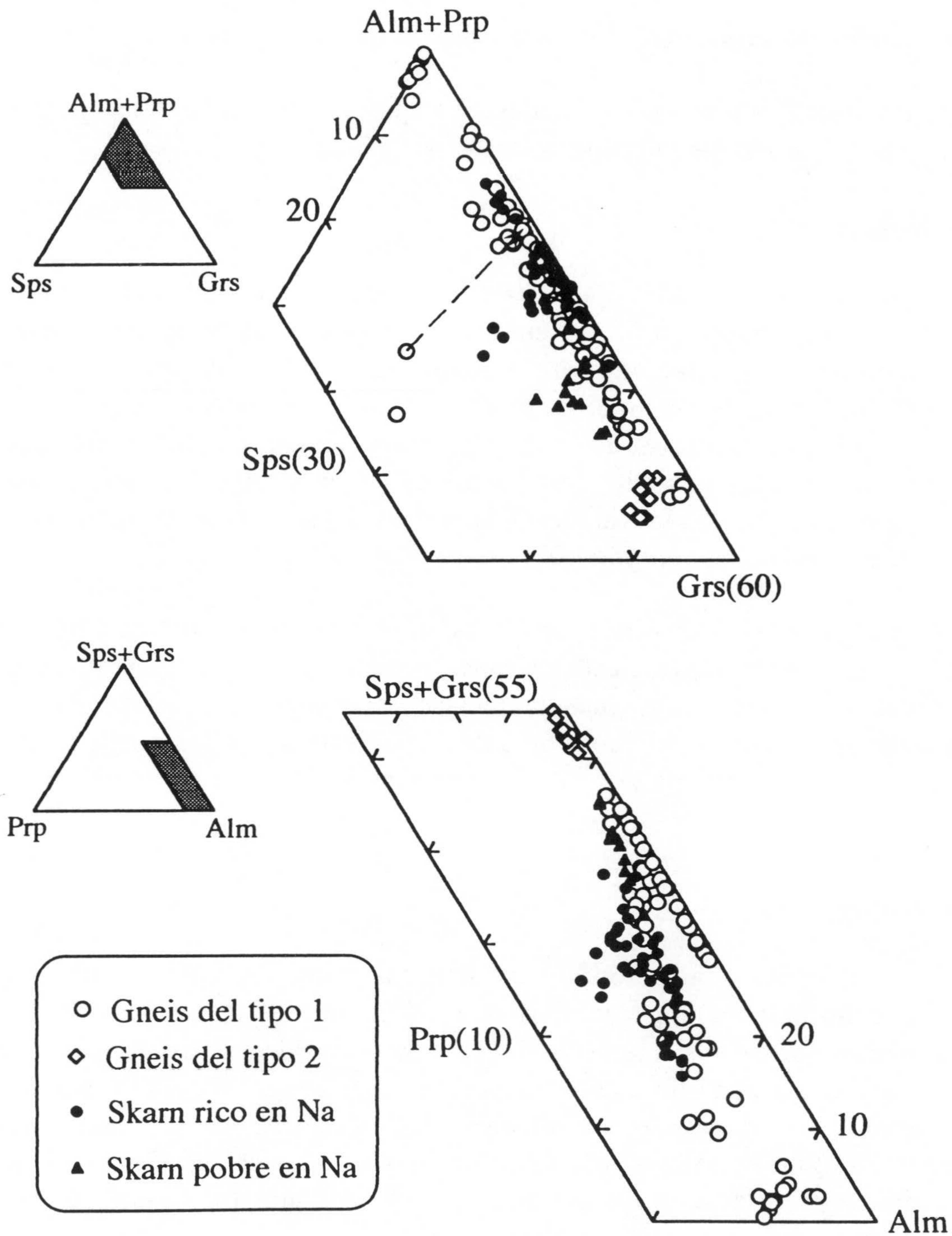


Figura 3.9. Diagramas ternarios Alm+Prp-Sps-Grs (superior) y Sps+Grs-Prp-Alm (inferior) en los que se representan los distintos tipos de granates analizados.

Ortogneises del tipo 1

Dentro de este grupo encontramos las variaciones más extremas en la composición del granate. Así, el contenido en Grs oscila entre 0 y 49.1 (valor medio(X_M) = 23.68), el Alm entre 44.6 y 92.0 ($X_M=65.76$), el Prp entre 0.5 y

10.9 ($X_M=4.48$) y la Sps entre 0.3 y 22.8 ($X_M=2.57$). Estos cambios en la composición, que se pueden expresar de forma simplificada como cambios en la proporción entre los componentes Grs y Alm, están claramente relacionados con diferencias en el grado de deformación de la roca. Así, los metagranitos porfídicos poco o nada deformados se caracterizan por la presencia de pequeños granates, usualmente coroníticos (Fotos 16, 17 y 20), con un contenido en Alm en torno al 90 %, y prácticamente carentes de componente grosularítico. Al aumentar el grado de deformación en la roca, se produce un aumento progresivo de la cantidad de Grs en el granate, acompañado de la disminución de Alm y Prp. La excepción a esta generalidad la constituyen algunos granates, también de pequeño tamaño (Foto 23, Lám. 12), que se desarrollan en los bordes de antiguos cristales de plagioclasa ígnea, los cuales presentan los mayores contenidos en Grs encontrados, entre el 35 y el 49 %. Como podemos ver, por tanto, en las rocas poco deformadas la movilidad de los cationes que pueden entrar a formar parte del granate es muy limitada, reflejando este mineral la composición del microdominio en el que se forma. Este hecho es, por otro lado, común en otros metagranitos poco deformados como son los del Monte Mucrone (Koons et al., 1987; Rubie, 1990; Castelli, et al., 1994; Nieto y Compagnoni, 1994) y los de la zona de Brossasco-Isasca (Biino y Compagnoni, 1992) ambos de los Alpes Occidentales, aunque en estos además se da una fuerte zonación lateral de los granates coroníticos que en este caso no se ha observado.

Al aumentar el grado de deformación de la roca, lo que a su vez iría probablemente acompañado de un aumento en la cantidad de fluidos en el sistema, la movilidad de los distintos cationes se ve favorecida, con lo cual los granates que crecen en estas condiciones suelen presentar contenidos en Grs y Alm similares a la media (X_M) obtenida para el total de los granates analizados de este grupo.

En general, este tipo de granates no suelen estar zonados, sobre todo los de pequeño tamaño que aparecen en metagranitos porfídicos. Sin embargo, en algunos porfídoblastos, presentes en gneises ojerosos y granoblásticos, sí se ha detectado una zonación, consistente en el aumento hacia el borde del contenido en Ca (pasando de Grs₂₀ a Grs₃₂) acompañado de la disminución de Fe^{tot}, Mg y Mn. Un caso muy particular de zonación es la que se observa en algunos granates que sólo se han encontrado asociados a moscovitas de gran tamaño y de posible origen ígneo en los metagranitos porfídicos del Prado del Cebollar. Este tipo de granates son xenomorfos y de pequeño tamaño (< 1 mm.), y sus relaciones texturales indican, al igual que para el caso de las posibles moscovitas ígneas (Foto 21, Lám. 11), que serían precinemáticos con

respecto a la foliación definida por otras moscovitas ricas en fengita. En estos granates (Figura 3.9, flecha discontinua), se pasa de centros muy ricos en Sps (Grs_{14.7} Alm_{57.7} Prp_{3.1} Sps_{18.5} Adr_{6.0}) a bordes con un contenido más moderado en este componente (Grs_{9.0} Alm_{73.7} Prp_{10.9} Sps_{1.1} Adr_{5.3}).

Ortogneises del tipo 2

La composición de los granates de este grupo de rocas es muy constante (Figura 3.9), con contenidos en Grs entre 42.8 y 46.2, en Alm entre 40.4 y 45.3, en Prp entre 0 y 1.4 y en Sps entre 2.8 y 6.9. No suelen además presentar zonación apreciable, incluso en cristales de tamaño milimétrico. Esta ausencia de zonación y composición relativamente constante, puede estar en relación con el tipo de roca que se metamorfiza, la cual muy probablemente estaba integrada en gran parte por material volcánico cuasi-vítreo. Esto implica que el material de partida para la blastesis metamórfica del granate sería químicamente homogéneo, con lo cual no se darían los cambios químicos asociados a la composición de los distintos microdominios de la roca vistos en los ortogneises del tipo 1.

Rocas de skarn ricas en Na

Los granates dentro de este grupo de rocas presentan una moderada variabilidad, con contenidos en Grs entre 12.8 y 36.0 ($X_M=23.58$), en Alm entre 56.5 y 70.6 ($X_M=62.52$), en Prp entre 2.8 y 12.7 ($X_M=7.07$) y en Sps entre 0.2 y 11.7 ($X_M=2.17$). Generalmente presentan también una zonación moderada, con un ligero aumento de Fe^{tot} hacia el borde, acompañado de una también pequeña disminución de Ca, Mg y Mn, pasando por ejemplo de composiciones en el centro de Grs_{29.0} Alm_{58.3} Prp_{7.4} Sps_{0.8} Adr_{4.5}, a composiciones hacia el borde de Grs_{26.2} Alm_{61.9} Prp_{6.5} Sps_{0.2} Adr_{5.2}. En algunas muestras se han observado otros patrones de zonación distintos, aunque también moderados, con muy ligero aumento hacia los bordes de Fe^{tot}, Mg y Ca, y disminución de Mn.

Rocas de skarn pobres en Na

En este tipo de skarns los granates presentan una composición bastante homogénea, con contenidos en grosularia y espesartina mayores que los del grupo anterior, y menores contenidos en almandino y piropo (Figura 3.9). Además, no se ha detectado la presencia de zonación, probablemente debido al pequeño tamaño de grano de estos granates (Foto 31, Lám. 16).

3.4.5. Moscovita.

La moscovita s.l. es un mineral muy abundante en los ortogneises del tipo 1, apareciendo en menor proporción en los del tipo 2, sobre todo en los más melanocratos. Además, también se ha encontrado este mineral en un afloramiento de rocas de skarn ricas en Na, en el que la moscovita aparece formando parte de la matriz de la roca y concentrada, junto con onfacita, en venas con cristales de hasta 1.5 cm.

En la Tabla 3.8 podemos ver la composición media de las moscovitas pertenecientes a gneises del tipo 1 (izquierda) y a gneises del tipo 2 (derecha). El hecho de que el número de análisis de moscovitas del tipo 1 (n=143) sea muy superior a las del tipo 2 (n=5) se debe a que los ortogneises del tipo 2 seleccionados para su estudio con microsonda son ortogneises melanocratos en los que este mineral o aparece en muy pequeña proporción, o incluso puede llegar a estar ausente. Por otro lado, no se han seleccionado, para el estudio con microsonda, ortogneises leucocratos del tipo 2 porque el interés desde el punto de vista metamórfico de estos era escaso, habiéndose analizado ortogneises del tipo 1 similares a estos pero de mayor interés.

Tipo 1	Mín.	Máx.	Media	σ	Tipo 2	Mín.	Máx.	Media	σ
Si	3.043	3.461	3.260	0.109	Si	3.246	3.363	3.321	0.052
Al ^{IV}	0.539	0.957	0.740	0.109	Al ^{IV}	0.637	0.754	0.679	0.052
Al ^{VI}	1.234	1.916	1.639	0.136	Al ^{VI}	1.567	1.656	1.597	0.040
Ti	0.000	0.107	0.027	0.021	Ti	0.007	0.025	0.014	0.009
Fe ²⁺	0.059	0.452	0.233	0.109	Fe ²⁺	0.161	0.258	0.216	0.048
Mn	0.000	0.013	0.001	0.002	Mn	0.000	0.001	0.001	0.001
Mg	0.044	0.569	0.152	0.088	Mg	0.214	0.241	0.226	0.010
Σ VI	2.014	2.270	2.052	0.032	Σ VI	2.053	2.056	2.055	0.001
Ca	0.000	0.035	0.001	0.004	Ca	0.000	0.003	0.001	0.001
Na	0.005	0.075	0.030	0.017	Na	0.019	0.132	0.065	0.061
K	0.619	0.948	0.909	0.036	K	0.793	0.933	0.878	0.070
Σ XII	0.670	0.993	0.941	0.036	Σ XII	0.927	0.954	0.944	0.011

Tabla 3.8. Composición de las moscovitas pertenecientes a ortogneises del tipo 1 (izquierda, n=143) y a ortogneises melanocratos del tipo 2 (derecha, n=5).

El rango de variación de las moscovitas pertenecientes a los ortogneises del tipo 1 es muy amplio para algunos elementos tales como Si, Al^{tot}, Fe, Mg y K, siendo de menor cuantía para Ti, Mn, Ca y Na. Algo similar les pasa a

los análisis de moscovitas del tipo 2, aunque en este caso el rango de variación de los distintos elementos es menor (muy probablemente por tratarse de un pequeño número de análisis) y entra dentro del de las moscovitas del tipo 1 (Tabla 3.8).

En la Tabla 3.9 se presenta la composición media de las moscovitas que aparecen en un afloramiento de rocas de skarn ricas en Na. Estas moscovitas, con un alto grado de sustitución fengítica, se caracterizan por presentar mayor proporción de Na y Mg, y menor de Fe que la media de los grupos anteriores, hecho que sin duda tiene relación con la composición, netamente distinta, de este litotipo con respecto a la de los gneises.

Sk	Mín.	Máx.	Media	σ
Si	3.332	3.387	3.357	0.024
Al ^{IV}	0.613	0.668	0.643	0.024
Al ^{VI}	1.514	1.586	1.553	0.027
Ti	0.034	0.048	0.042	0.007
Fe ²⁺	0.135	0.170	0.158	0.013
Mn	0.000	0.003	0.001	0.001
Mg	0.249	0.313	0.278	0.030
Σ VI	2.021	2.041	2.033	0.008
Ca	0.000	0.001	0.000	0.000
Na	0.064	0.102	0.087	0.017
K	0.831	0.870	0.850	0.016
Σ XII	0.934	0.944	0.938	0.004

Tabla 3.9. Composición media (n=5) de las moscovitas pertenecientes a una roca de skarn rica en Na.

Las variaciones composicionales observadas en micas metamórficas con respecto al término extremo moscovita han sido atribuidas a una serie de intercambios, de entre los cuales el más importante sería la sustitución tschermakítica (Guidotti, 1984). Esta sustitución consiste en el intercambio de Al^{IV} y Al^{VI} en la moscovita por Si^{IV} y (Mg, Fe²⁺)^{VI}, y nos llevaría al término extremo leucofilita, aunque las micas naturales normalmente no suelen presentar contenidos en Si mayores de 7, para normalizaciones a 22 oxígenos (Guidotti, 1984). Este hecho pone de manifiesto que en realidad la operatividad de la sustitución tschermakítica en la moscovita tiene un límite superior de intercambio, que corresponde a composiciones de tipo fengita (Si = 7) más que leucofilita (Si = 8).

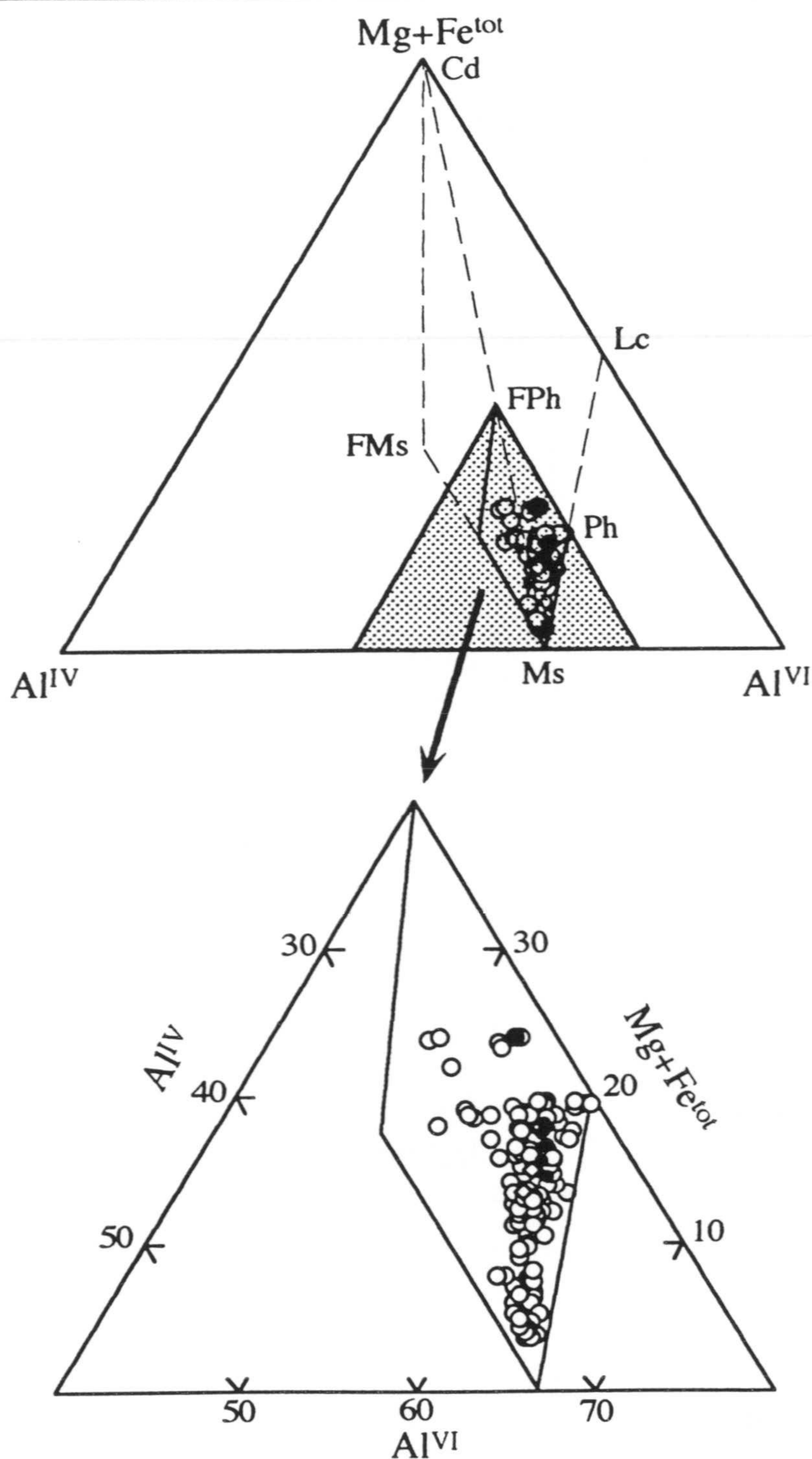


Figura 3.10. Diagrama ternario $(Mg+Fe^{tot})-Al^{IV}-Al^{VI}$ en el que se representan las moscovitas analizadas (círculos vacíos = moscovitas del tipo 1, rombos = moscovitas del tipo 2, círculos llenos = moscovitas en rocas de skarn). En el diagrama se han proyectado también las composiciones de los términos extremos más comúnmente aceptados para las micas dioctaédricas potásicas (Guidotti, 1984): \underline{Cd} = celadonita $(K_2 (Mg_2 Fe_2^{3+}) (Si_8 O_{20}) (OH)_4)$, \underline{FMs} = ferri-moscovita $(K_2 (Al_2 Fe_2^{3+}) (Al_2 Si_6 O_{20}) (OH)_4)$, \underline{Lc} = leucofilita $(K_2 (Mg_2 Al_2) (Si_8 O_{20}) (OH)_4)$, \underline{FPh} = ferri-fengita $(K_2 (Mg Fe^{2+}) Fe^{3+} Al_2 (Al Si_7 O_{20}) (OH)_2)$, \underline{Ph} = fengita $(K_2 (Mg Al_3) (Al Si_7 O_{20}) (OH)_4)$ y \underline{Ms} = moscovita $(K_2 Al_4 (Al_2 Si_6 O_{20}) (OH)_2)$.

En la Figura 3.10 se puede evaluar la importancia relativa de la sustitución tschermakítica, con respecto a otro tipo de sustituciones, en las moscovitas estudiadas. En esta figura podemos observar que la práctica totalidad de las moscovitas analizadas se representan en el campo definido por los vértices moscovita - fengita - ferrifengita, y sólo un pequeño grupo de análisis están fuera de este campo, ligeramente desplazados hacia el vértice de la ferri-moscovita. Esto implica que, aparte de la operatividad de la sustitución tschermakítica en estas micas, otro tipo de sustituciones tales como la del Al^{VI} por Fe^{3+} ($\text{Fe}^{3+}\text{Al}^{\text{VI}}_{-1}$) han debido de intervenir, ya que si sólo se hubiese producido una sustitución de tipo tschermakítico todos los puntos deberían de aparecer a lo largo de la línea de unión entre moscovita y fengita. Sin embargo, este otro tipo de sustituciones no es posible evaluarlo dado que no se puede determinar la cantidad de Fe^{3+} en la microsonda.

La operatividad de la sustitución tschermakítica ($\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}\text{SiAl}^{\text{VI}}_{-1}\text{Al}^{\text{IV}}_{-1}$) también se puede evaluar estableciendo en qué medida la cantidad de $\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$ en la moscovita está en relación con su contenido en Si (Guidotti, 1984). Así, si la entrada de $\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$ únicamente fuese el resultado de esta sustitución, en un diagrama binario de $\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$ vs. Si todos los análisis definirían una línea recta de ecuación $(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}) = \text{Si}-3$ (para análisis normalizados a 11 oxígenos). La Figura 3.11a corresponde a este diagrama binario $\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$ vs. Si, en el que podemos observar que las moscovitas analizadas definen una nube de puntos que se aproxima bastante a la línea que define la sustitución tschermakítica ideal, pero que se sitúa por encima de esta. Este desplazamiento con respecto a la sustitución tschermakítica ideal se puede deber a varios factores, entre los que cabe destacar:

- La sobrestimación en los análisis de microsonda de la cantidad de Fe^{2+} si en la muestra existen cantidades significativas de Fe^{3+} (Laird y Albee, 1981).
- El balance de cargas asociado a la operatividad de otro tipo de sustituciones tales como $\text{TiAl}^{\text{VI}}_{-1}$, o a la existencia de vacancias en la estructura.
- La desviación de la moscovita hacia composiciones trioctaédricas.

De entre estos tres factores, muy probablemente los dos primeros sean los responsables del desplazamiento observado con respecto a la sustitución tschermakítica ideal, ya que la desviación de la moscovita hacia posiciones trioctaédricas es prácticamente nula, como puede observarse en la Figura 3.11b. Por tanto, la práctica totalidad de las variaciones observadas en la composición de la moscovita podrían explicarse por una sustitución de tipo

tschermakítico, que nos llevaría a términos con un contenido en Si de hasta 3.46 (máximo valor medido). Aparte de esta, habrían operado, aunque en menor proporción, otras sustituciones que contribuirían a explicar el total de la variabilidad observada, tales como $Ti(MgFe^{2+})Al^{VI}_{-2}$ (de hecho existe una buena correlación negativa entre ambos términos) y NaK_{-1} que también presentan una correlación negativa.

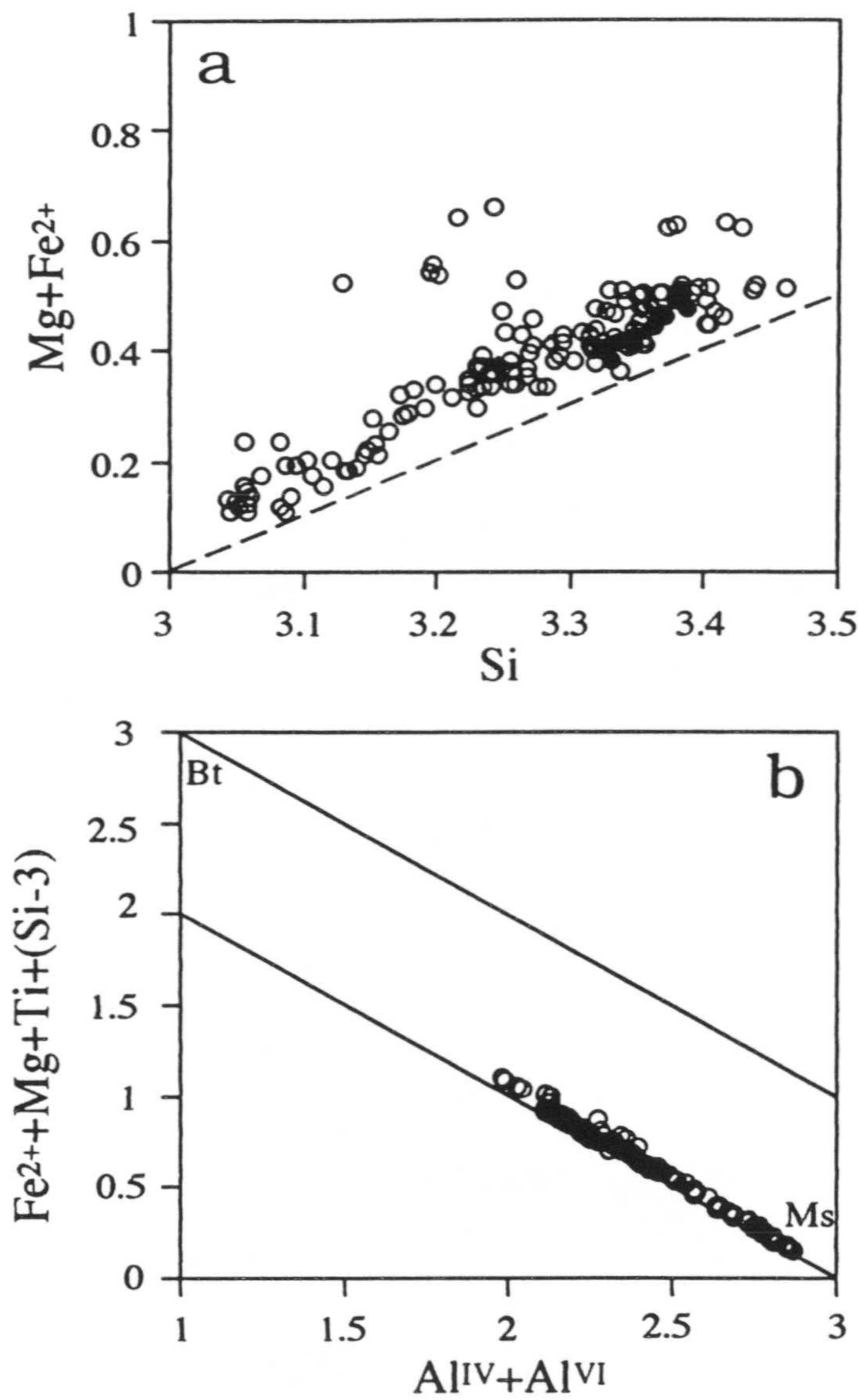


Figura 3.11. a) Diagrama $Mg+Fe^{2+}$ vs. Si. La línea discontinua representa la sustitución tschermakítica ideal. b) Diagrama multicatiónico R^{2+} vs. R^{3+} para la evaluación del grado de sustitución di-trioctaédrica en moscovitas (Guidotti, 1984). Símbolos como en Figura 3.10.

Por último, al igual que pasaba para el caso de la biotita, otro factor que condiciona la composición de las moscovitas analizadas, y que puede llegar a

ser muy importante en algunas muestras, es la influencia de la composición total de la roca, o del microdomonio en su caso, sobre la composición de la moscovita. Este hecho ha sido puesto de manifiesto por diversos autores (Cipriani, 1971; Guidotti, 1984), y es especialmente relevante para el caso de reemplazamientos pseudomórficos sobre minerales de distinta composición en metagranitos no deformados (Hy, 1984; Koons et al., 1987; Rubbo et al., 1991; Nieto y Compagnoni, 1994). Así, en la Figura 3.11a podemos ver que un pequeño grupo de análisis se proyecta por encima del resto, y en los que queda claro que la entrada de $Mg+Fe^{2+}$ no estaría solamente ligada a una sustitución tschermakítica.

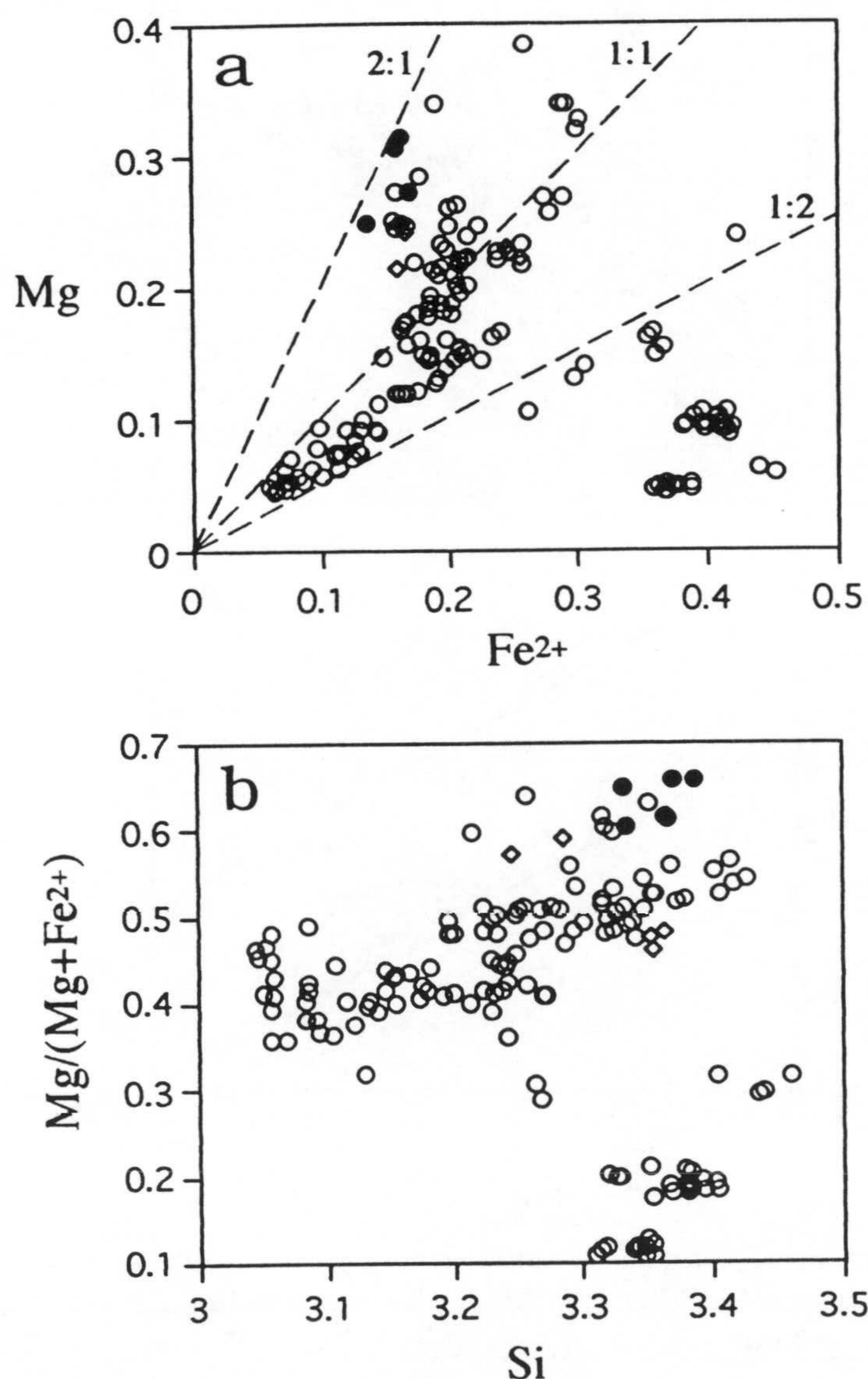


Figura 3.12. a) Diagrama Mg vs. Fe^{2+} . Las líneas discontinuas representan valores de la razón Mg/Fe^{2+} . b) Diagrama $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ vs. Si. Símbolos como en Figura 3.10.

En la Figura 3.12a se han representado Mg vs. Fe²⁺ en las muestras analizadas. Como se puede observar, la razón Mg/Fe²⁺ media de las muestras analizadas está en torno a 1:1, a diferencia de la mayoría de las moscovitas metamórficas, que presentan razones en torno a 2:1 (Guidotti, 1984). Este hecho se podría explicar si parte del Fe analizado fuese Fe³⁺, sin embargo, y dada la variabilidad de los valores de esta razón (entre 2:1 y menores de 1:2), en este caso parece más probable que se trate de un efecto de la composición global de la roca, o del microdominio, en el que se forma la moscovita (Mohr y Newton, 1983; Castelli et al., 1994). Así, las moscovitas más magnesianas en este caso son las que aparecen en rocas de skarn ricas en Na, las de algunos gneises melanocratos y sobre todo aquellas que se forman por reemplazamiento de biotitas ígneas en metagranitos porfídicos poco deformados. En este último caso la composición global de la roca no es rica en Mg, pero sí lo es el microdominio en el que se forma la moscovita. Por otro lado, las moscovitas más ricas en Fe (Mg/Fe²⁺ < 1:2) son aquellas que se desarrollan en rocas muy pobres en Mg y en las que además no existe biotita paragenética, como son algunos gneises muy leucocratos y las metapegmatitas. Este efecto de la composición del sistema sobre la razón Mg/Fe²⁺ en la moscovita queda también reflejado en la Figura 3.12b, en la que podemos observar que en la entrada de Mg y Fe²⁺ como consecuencia de la sustitución tschermakítica no se favorece el desplazamiento hacia composiciones magnesianas observado experimentalmente (Velde, 1965; Monier y Robert, 1986), sino que esta entrada estaría controlada por la composición del sistema, existiendo una cierta correlación entre la razón Mg/(Mg+Fe²⁺) en la roca o dominio donde se forma la moscovita y esta misma razón en la moscovita.

3.4.6. Piroxeno.

Este mineral presenta características muy distintas en los tres litotipos en los que ha sido reconocido. En *gneises melanocratos del tipo 2*, sólo se ha observado en un nódulo de unos 3 cm. por 1.5 cm., junto con anfíbol, biotita y turmalina (Foto 29, Lám. 15). Aparece como cristales xenomorfos parcialmente transformados a un anfíbol similar al que aparece en la matriz de la roca. Su composición es bastante constante (Wo_{48.5-49.1}, En_{33.9-34.3}, Fs_{14.8-15.2}, Ac_{m0.2-0.6}, Jd_{1.4-1.7}), aunque se ha observado una débil zonación de los cristales, con muy ligero aumento hacia el borde de Wo, En y Fs, y disminución de Ac_m y Jd. En el diagrama de Morimoto (1988) para piroxenos cuadrilaterales, se proyecta en el campo del diópsido (Figura 3.13). En las *rocas de skarn pobres en Na*, este mineral es un constituyente importante de la paragénesis de alta presión, junto con granate, anfíbol y epidota. Su

composición es similar a los del grupo anterior ($Wo_{45.8-47.8}$, $En_{19.2-24.6}$, $Fs_{24.0-29.2}$, $Acm_{0.7-3.2}$, $Jd_{1.7-3.3}$), pero tratándose en este caso de un piroxeno tipo hedenbergita (Figura 3.13). En estos piroxenos no se ha detectado la existencia de zonación, aunque existen pequeñas variaciones en la composición de unos cristales a otros.

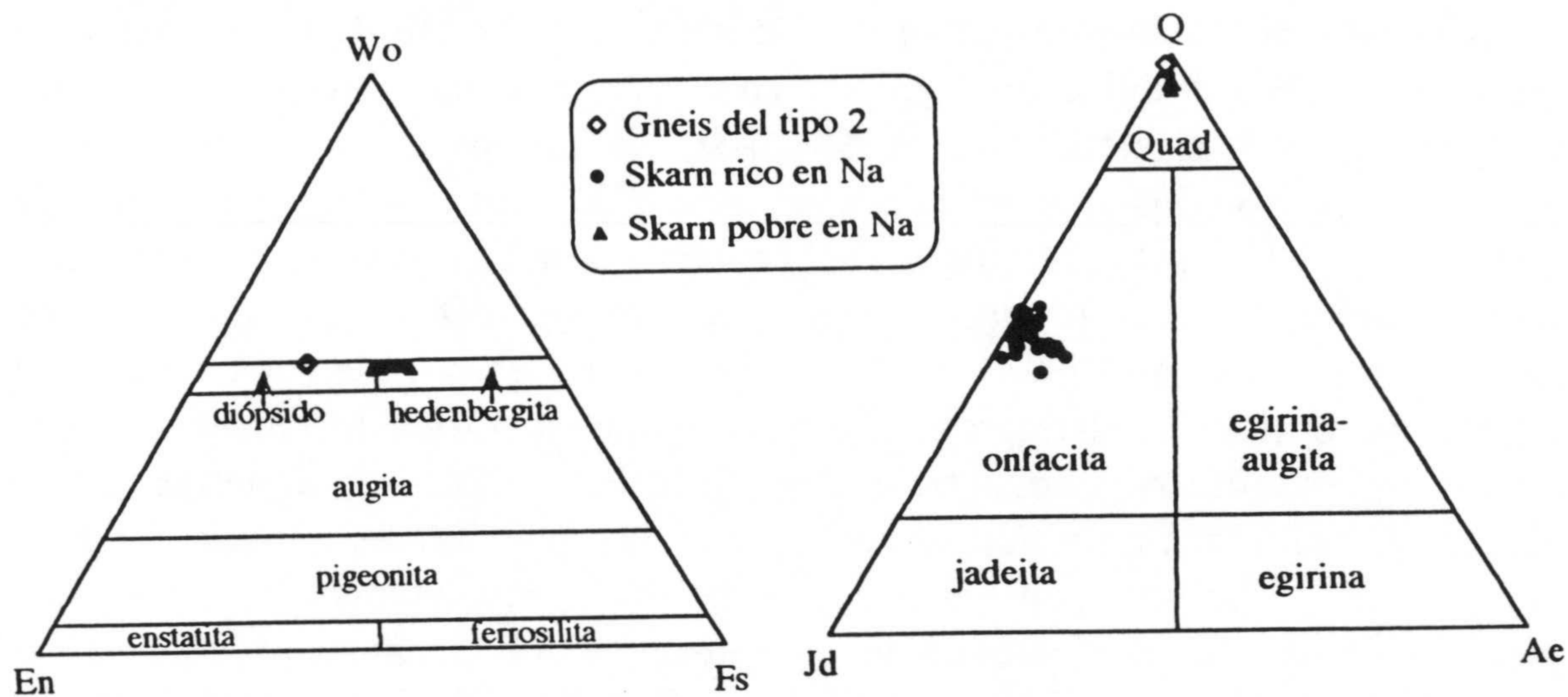


Figura 3.13. Clasificación de los piroxenos analizados en los diagramas de Morimoto (1988).

Los piroxenos que aparecen en las *rocas de skarn ricas en Na*, presentan una composición netamente distinta a los dos grupos anteriores. En este caso se trata de piroxenos sódicos de tipo onfacita (Figura 3.13). Su composición oscila entre $Wo_{21.4-27.0}$, $En_{14.9-20.5}$, $Fs_{6.7-10.6}$, $Acm_{0.0-10.4}$ y $Jd_{41.1-51.1}$, y en ellos no se ha detectado un patrón de zonación generalizado, aunque en algunas muestras es posible observar pequeños aumentos del contenido en Jd hacia el borde.

3.4.7. Turmalina.

La turmalina es un accesorio común en la mayoría de las rocas estudiadas, salvo en las turmalinitas, en las que es un mineral mayoritario, y en algunos exoskarns muy ferromagnesianos en los que no suele estar presente. Su composición, aunque variable, está en general más próxima a las turmalinas tipo chorlo para las turmalinas del tipo 1, mientras que las del tipo 2 y las que forman parte de las turmalinitas, presentan composiciones de tipo chorlo, con algunos términos intermedios entre chorlo y dravita (Figura 3.14).

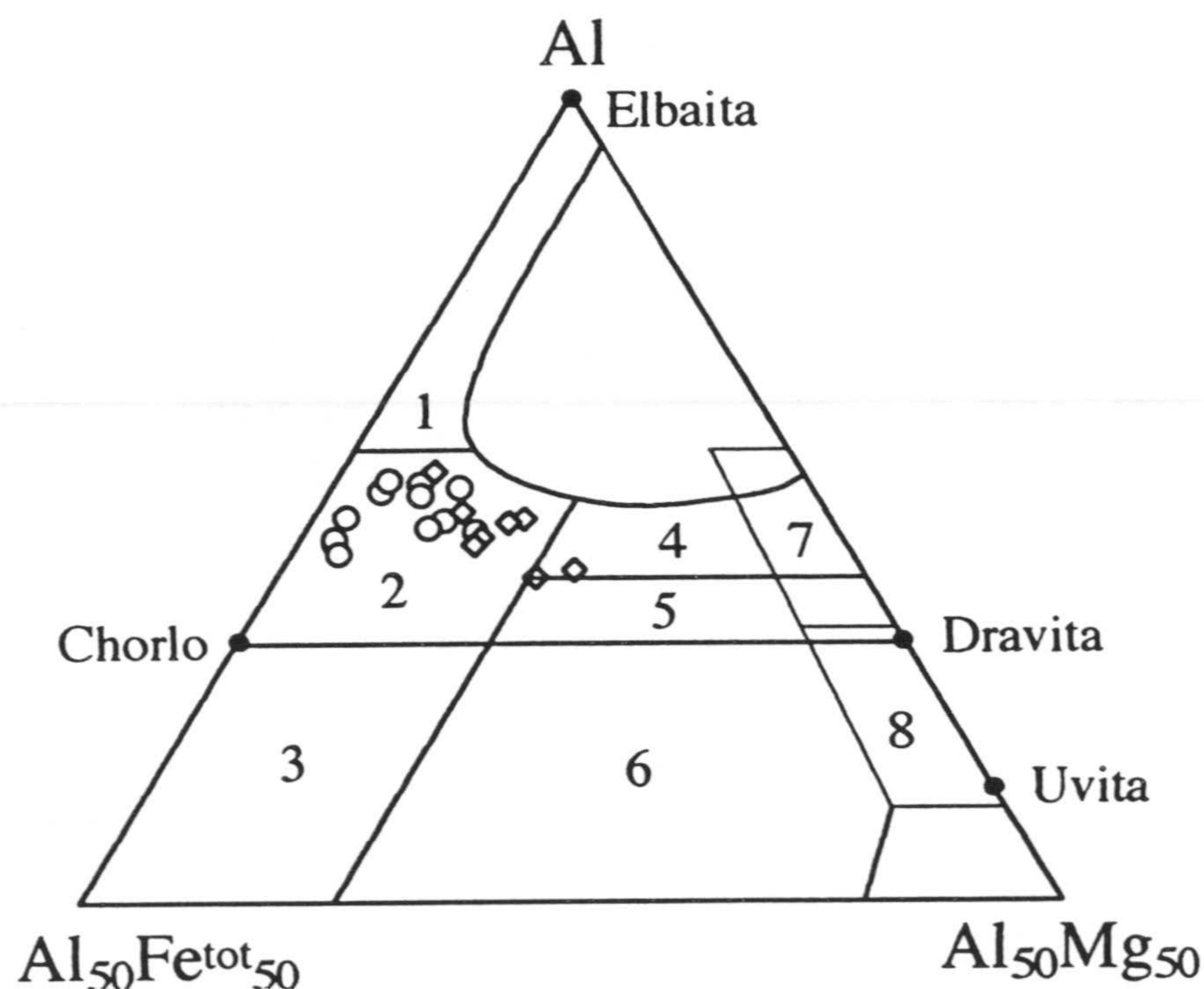


Figura 3.14. Diagrama ternario $Al^{tot}-Fe^{tot}-Mg$ para la clasificación genética de turmalinas (Henry y Guidotti, 1985). Círculos = turmalinas de ortogneises del tipo 1, Rombos = turmalinas de ortogneises del tipo 2 y de turmalinitas. Campos: (1) Pegmatitas y aplitas asociadas a granitoides ricos en Li. (2) Granitoides pobres en Li y pegmatitas-aplitas asociadas. (3) Cuarzitas turmaliníferas ricas en Fe^{3+} (granitos alterados en condiciones hidrotermales). (4) Metapelitas/metasamitas coexistentes con una fase saturadora del Al. (5) Metapelitas/metasamitas que no coexisten con una fase saturadora del Al. (6) Cuarzitas turmaliníferas ricas en Fe^{3+} , rocas calco-silicatadas y metapelitas. (7) Metaultramafitas pobres en Ca y sedimentos ricos en Cr y V. (8) Metacarbonatos y metapiroxenitas.

Las turmalinas asociadas a gneises del tipo 1, aunque presentan zonaciones cromáticas complejas (Foto 27, Lám. 14), muestran sólo una ligera zonación química, con enriquecimiento hacia los bordes en Fe^{tot} , Mg y aumento de la razón $Mg/(Mg+Fe^{tot})$, acompañados de empobrecimiento en Al. Las turmalinas analizadas asociadas a gneises del tipo 2 y a turmalinitas presentan características químicas y petrográficas idénticas, de hecho, pueden aparecer en una misma muestra por concentración selectiva de este mineral dentro de un gneis del tipo 2. En estas turmalinas, los patrones de zonación observados muestran enriquecimientos hacia el borde en Al, y empobrecimientos en Fe^{tot} y Mg junto con un aumento de la razón $Mg/(Mg+Fe^{tot})$. Desde el punto de vista genético, ambos grupos de turmalinas se pueden clasificar en el diagrama de Henry y Guidotti (1985) (Figura 3.14) como turmalinas asociadas a granitoides pobres en Li, salvo 2 análisis,

pertenecientes a centro y borde de una turmalina en una roca similar a la mostrada en la Foto 34.

3.4.8. Otros minerales.

Además de los minerales antes descritos, que son los más importantes en las rocas estudiadas, se han realizado algunos análisis de otras fases minerales en ortogneises, rocas de skarn y metapelitas encajantes para el estudio del metamorfismo. Estos otros minerales son:

- Cloritoide. Este mineral se ha analizado en dos metapelitas con grafito del basamento del Manto de la Caldera, una procedente de Sierra Nevada (muestra A-55) y la otra de Sierra de los Filabres (muestra C-53). La composición en ambas muestras es ligeramente distinta, con valores de la razón $Mg/(Mg+Fe^{tot})$ en torno a 0.27 para las primeras y en torno a 0.33 para las segundas.
- Epidota. Las epidotas analizadas presentan un amplio rango composicional, con contenidos en pistacita (definida como la razón $Fe^{tot}/(Fe^{tot}+(Al^{tot}-2))$ en la epidota) que oscilan entre 0.45 y 0.88. Los valores más bajos corresponden a epidotas de la paragénesis eclogítica, que reemplazan a cristales ígneos de plagioclasa (Foto 22, Lám. 11), mientras que los más altos corresponden a las epidotas encontradas en las rocas de skarn.
- Estauroлита. Este mineral se ha analizado en las metapelitas con cloritoide antes mencionadas, y además en otro esquisto sin cloritoide del basamento del Manto de la Caldera en Sierra Nevada (muestra A-10). Las estauroлитas procedentes de Sierra Nevada presentan una razón $Mg/(Mg+Fe^{tot})$ menor, con valores que oscilan entre 0.150 y 0.197, mientras que las procedentes de Sierra de los Filabres presentan valores para esta razón entre 0.196 y 0.229.
- Titanita. La titanita suele ser un accesorio común tanto en los ortogneises como en las rocas de skarn. En general, su composición se aproxima bastante al término extremo $CaTiSiO_5$, aunque en algunos análisis es destacable la presencia de contenidos en Al_2O_3 de hasta 5.98 %, hecho que ha sido descrito como característico de titanitas de alta presión (Franz y Spear, 1985).

4. COMPOSICIÓN QUÍMICA DE LOS PROTOLITOS.

4.1. INTRODUCCIÓN.

Se ha realizado un estudio geoquímico e isotópico de los ortogneises del Complejo del Mulhacén con el fin de caracterizar los protolitos originales a partir de los cuales se han formado estas rocas, así como, en la medida de lo posible, determinar los procesos de formación y ambiente geotectónico de génesis de las mismas. El principal obstáculo para este estudio ha sido el elevado grado de deformación y recristalización metamórfica que presentan la mayoría de las rocas, el cual puede ir acompañado a veces de procesos metasomáticos sin-metamórficos, tales como albitizaciones, que pueden cambiar sustancialmente la composición global de la roca. Por tanto, este tipo de condicionantes se ha tenido en cuenta durante todas las fases del estudio, desde el muestreo hasta la interpretación de los resultados.

En los Apéndices I y II se han incluido el total de muestras analizadas, la situación y mineralogía de las mismas, las normas CIPW calculadas y las condiciones analíticas usadas en cada caso para la realización de los análisis químicos presentados. Se han analizado 51 muestras de ortogneises, 34 del tipo 1 y 17 del tipo 2. De entre estas, las muestras A-42, A-51 y C-94 del tipo 1 presentan un aparente enriquecimiento en Na_2O con respecto al resto de muestras analizadas de este tipo, junto con un empobrecimiento en gran parte de los elementos trazas y REE. Estos cambios en la composición de los ortogneises, posiblemente estarían asociados a procesos de albitización metamórfica no muy avanzados (los cuales son, a veces, evidentes en lámina delgada, con transformaciones parciales de microclina a albita), que por otro lado son comunes en otras litologías del Complejo del Mulhacén (Puga y Fontboté, 1966b). En cualquier caso, las muestras antes mencionadas no presentan al microscopio evidencias claras de una albitización, o al menos de

que esta haya producido una completa transformación de la roca, ya que se pueden observar algunos porfidoclastos de microclina. Por tanto, para contrastar esta posibilidad se ha construido la Figura 4.1, en la que podemos ver las pérdidas y ganancias relativas de elementos en función del cambio de volumen (Gresens, 1967) para la media de las tres muestras antes citadas, con respecto a la media del resto de rocas del tipo 1.

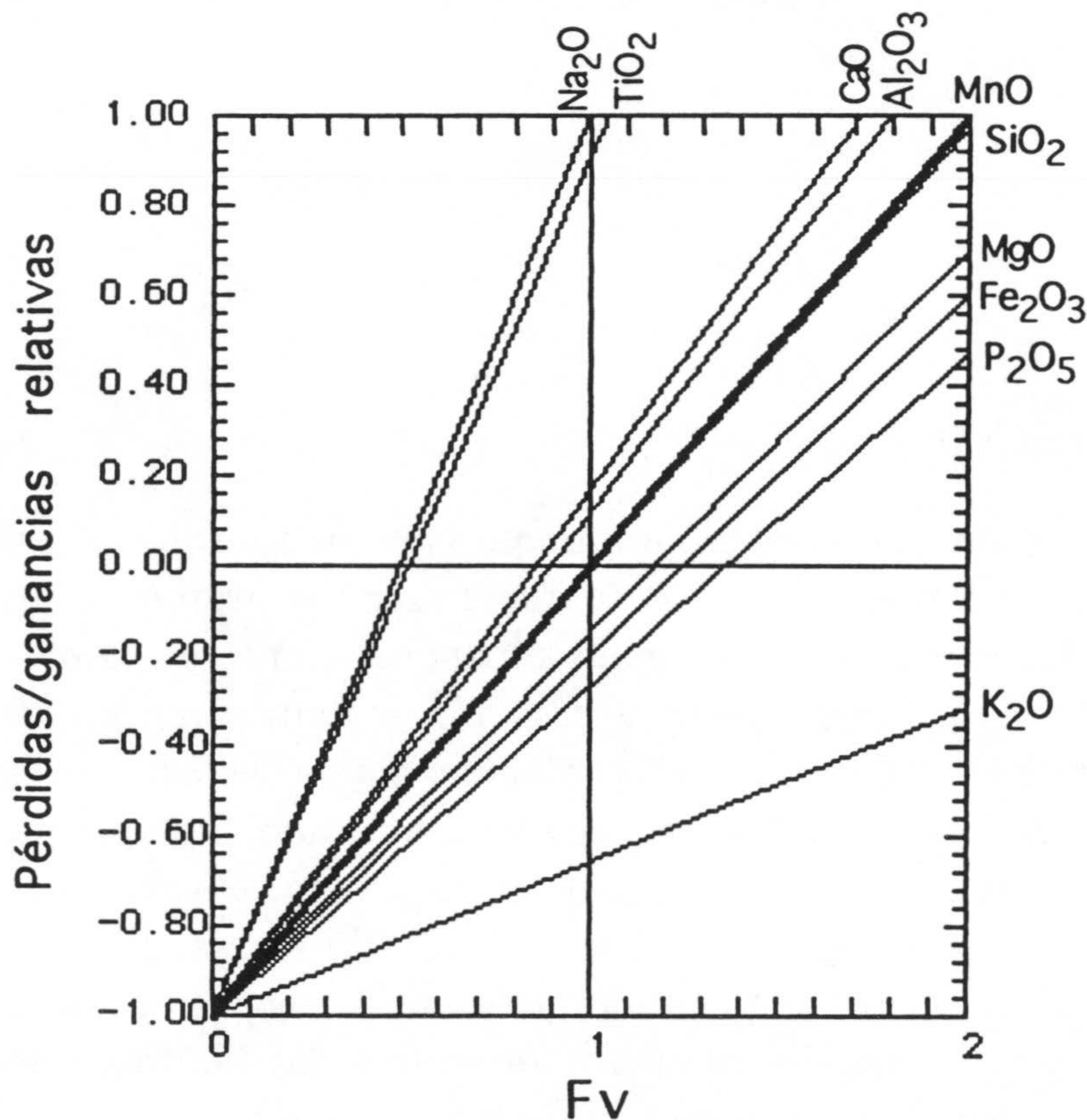


Figura 4.1. Estimación de los cambios químicos asociados al proceso de albitización mediante el método de Gresens (1967) usando el programa GRESENS 92 (Potdevin, 1993).

Si se supone que el proceso de albitización se produce a volumen constante (i.e., $F_v=1$), en la Figura 4.1 podemos observar que las muestras albitizadas presentan un aumento en la proporción de Na_2O , TiO_2 , CaO y Al_2O_3 , y una disminución de MgO , Fe_2O_3 , P_2O_5 y K_2O , no observándose por otro lado cambios significativos en el contenido de MnO y SiO_2 . El aumento de Na_2O y en mucha menor proporción de CaO y Al_2O_3 , junto con la pérdida importante de K_2O indican que efectivamente la albitización de la microclina ígnea en estas rocas podría explicar el cambio en la proporción de estos elementos. Por otro lado, el comportamiento del resto de los elementos mayores móviles no es tan fácil de explicar, aunque probablemente estaría

asociado a la disolución y transporte de los mismos por las soluciones que producen la albitización. Un caso especial es el notable aumento relativo de TiO_2 , el cual no estoy seguro si se trata de un elemento que aporta el fluido que produce la albitización a la roca, o si más bien este aumento relativo se debe a que las tres muestras consideradas tenían inicialmente una cantidad de TiO_2 muy superior a la media de los ortogneises del tipo 1. Por otro lado, de forma paralela al proceso de albitización, se produce una dilución de los elementos traza y tierras raras en la roca similar a la descrita en algunas rocas sedimentarias al aumentar el contenido en cuarzo (Bhatia, 1983).

Este tipo de posibles albitizaciones no se ha observado en los ortogneises del tipo 2, en los que la única composición posiblemente alterada por el metamorfismo que se ha encontrado es la de la muestra B-52, que presenta un contenido muy bajo en CaO , Na_2O y K_2O frente a su contenido en Al_2O_3 (i.e., $A/\text{CNK}=3.3$) con respecto a otras muestras del mismo afloramiento y al resto de ortogneises del tipo 2 (valor medio de $A/\text{CNK}=0.95$). Por tanto, y para evitar en la medida de lo posible los cambios que en la composición original de la roca pudiera producir el metamorfismo o cualquier otro evento de alteración, se han omitido en la discusión que sigue esta muestra y las tres anteriormente mencionadas.

4.2. GEOQUÍMICA ELEMENTAL.

4.2.1. Elementos mayores.

La representación de los elementos mayores en los dos grupos de gneises diferenciados se ha realizado de forma conjunta en la mayoría de las figuras empleadas para, por un lado, evitar duplicaciones innecesarias, y por otro para facilitar la comparación entre ambos grupos de rocas. Sin embargo, estos se discutirán por separado con objeto de dar una mejor idea de conjunto de la distribución de estos elementos en cada grupo.

Ortogneises del tipo 1.

La composición media de este tipo de rocas se ha representado en la Tabla 4.1 (izquierda). En esta tabla, y en el Apéndice IIa, podemos observar que los metagranitos y ortogneises del tipo 1 presentan las siguientes características:

- Poseen una composición relativamente constante ($\Delta\text{SiO}_2= 8\%$).

- Son rocas ricas en álcalis, con valores medios de Na₂O+K₂O en torno al 7 %.
- La razón K₂O/Na₂O presenta en general valores mayores que 1.
- Presentan bajos contenidos en CaO y ferromagnesianos, siendo la razón Fe₂O₃/MgO siempre mayor que 1, y en torno a 5 de media.
- Poseen carácter peraluminico, con valores medios del índice A/CNK (Shand, 1947) en torno a 1.36 y con corindón normativo (Apéndice IId).

Tipo 1	Mín.	Máx.	Media	Tipo 2	Mín.	Máx.	Media
SiO ₂	69.30	77.94	74.32	SiO ₂	43.70	75.77	62.58
Al ₂ O ₃	12.87	15.20	13.77	Al ₂ O ₃	13.10	18.96	15.92
CaO	0.33	1.43	0.61	CaO	0.47	9.15	3.28
MgO	0.15	1.03	0.39	MgO	0.30	4.93	1.87
Na ₂ O	0.92	4.35	2.64	Na ₂ O	1.23	7.25	3.87
K ₂ O	2.25	5.95	4.42	K ₂ O	1.54	5.70	3.56
Fe ₂ O ₃	1.07	4.30	2.05	Fe ₂ O ₃	1.58	11.76	5.54
MnO	0.00	0.05	0.02	MnO	0.01	0.18	0.07
TiO ₂	0.12	0.56	0.23	TiO ₂	0.22	3.67	1.09
P ₂ O ₅	0.12	0.27	0.19	P ₂ O ₅	0.06	1.55	0.29
LOI	0.70	2.28	1.11	LOI	0.40	3.04	1.44
Suma	96.22	102.24	99.76	Suma	97.26	101.26	99.52
A/CNK	1.09	1.86	1.36	A/CNK	0.65	1.21	0.95

Tabla 4.1. Composición media de elementos mayores de los ortogneises del tipo 1 (izquierda) y del tipo 2 (derecha).

En los diagramas de variación frente a SiO₂ (Figuras 4.2 y 4.3), los distintos elementos mayores presentan una notable dispersión, la cual ha sido también puesta de manifiesto en otros granitos (Días, 1987; Holtz, 1987, 1989; Euzen, 1993; Ortega Cuesta, 1995). Como este último autor expone, se han propuesto en la literatura geológica distintos mecanismos para explicar esta dispersión, entre los cuales cabe destacar:

- Heterogeneidad en el área fuente de los fundidos graníticos (Deniel et al., 1987; Friedrich y Cuney, 1987).
- Procesos de intrusión en varios pulsos magmáticos (Holtz, 1987; Miller et al., 1988).
- Diferencias en el grado de separación del residuo no fundido (White y Chappell, 1977).

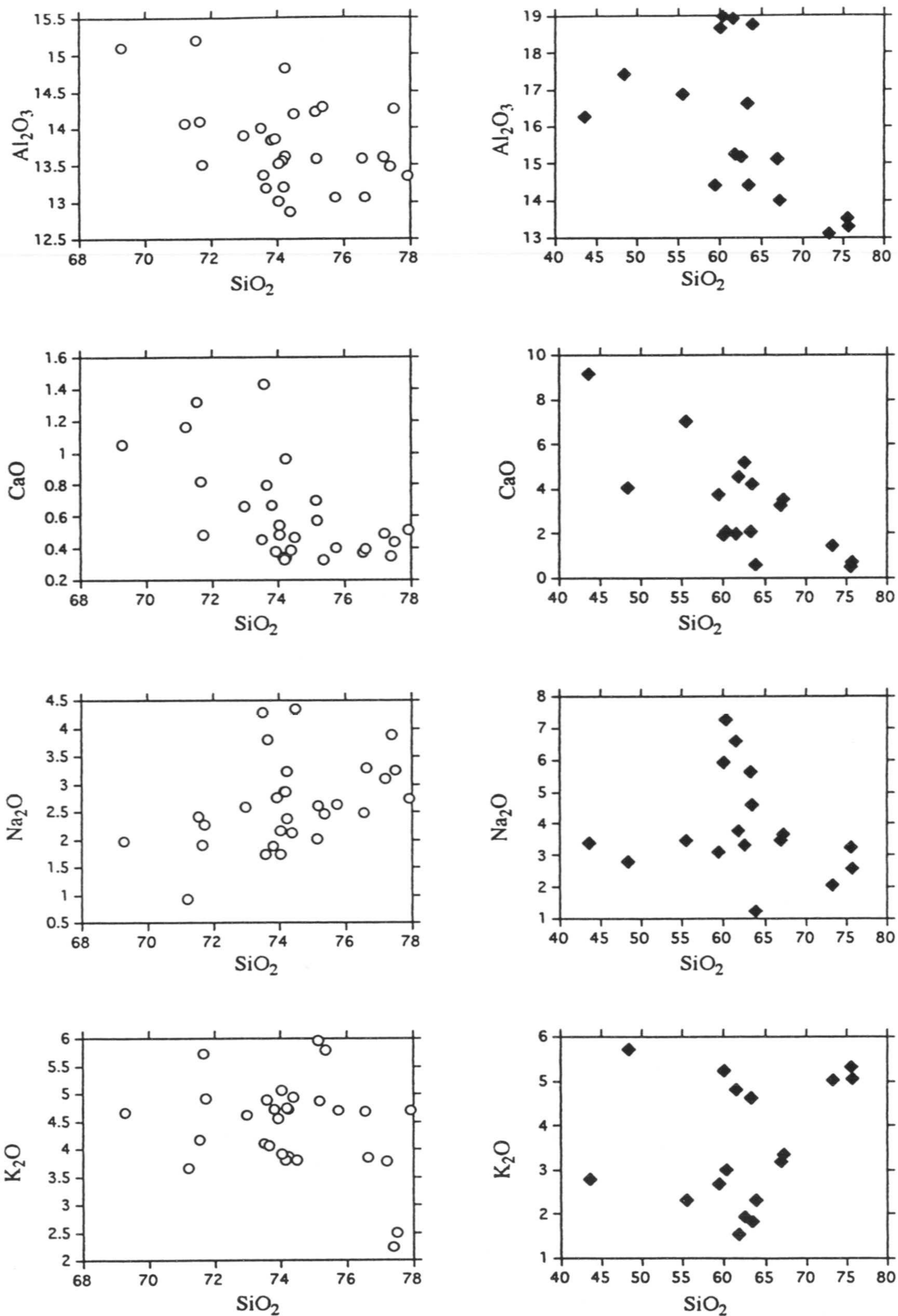


Figura 4.2. Diagramas de variación frente a SiO_2 de Al_2O_3 , CaO , Na_2O y K_2O . Círculos vacíos = ortogneises del tipo 1 (izquierda), Rombos llenos = ortogneises del tipo 2 (derecha).

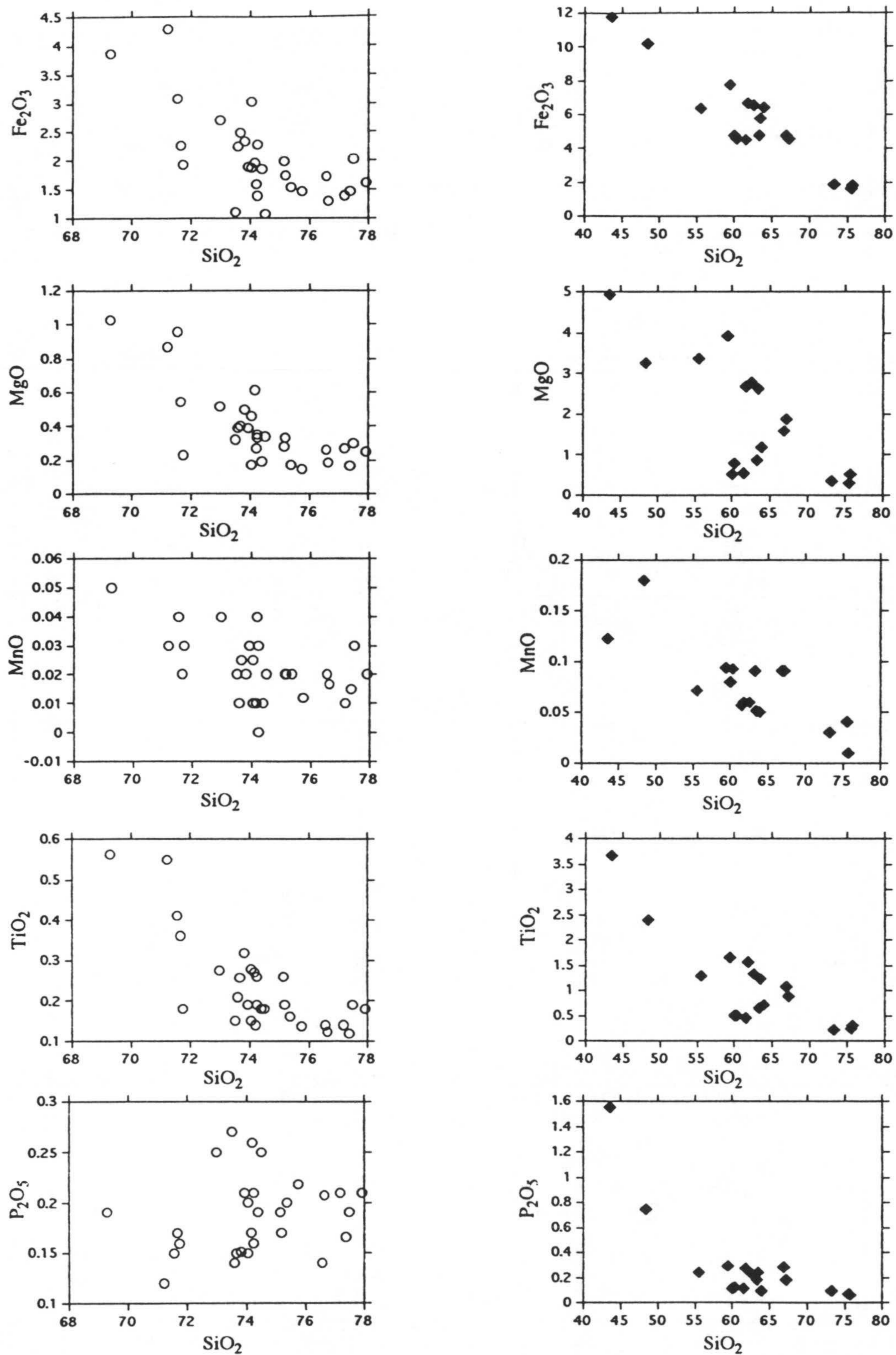


Figura 4.3. Diagramas de variación frente a SiO₂ de Fe₂O₃, MgO, MnO, TiO₂ y P₂O₅. Círculos vacíos = ortogneises del tipo 1 (izquierda), Rombos llenos = ortogneises del tipo 2 (derecha).

- Escaso efecto de la cristalización fraccionada sobre la sílice (Inger y Harris, 1993).

Por último, otro factor importante a considerar en este caso sería la distinta movilidad de los elementos como consecuencia de los procesos de deformación y metamorfismo (Kerrick et al, 1980; Crevola, 1987; Marquer, 1989; Putlitz et al., 1991; Selverstone et al., 1991; Merz y Persoz, 1992), ya que las rocas objeto de estudio presentan grados muy variables de deformación y reequilibración metamórfica. En consecuencia, como se ha dicho al principio de este capítulo, esta posible movilidad de algunos elementos asociada al proceso de gneisificación ha sido un factor que siempre se ha tenido en cuenta en la elaboración de los análisis químicos y al que probablemente haya que atribuir algunas de las desviaciones composicionales observadas.

En cualquier caso, de la observación de las Figuras 4.2 y 4.3 se deduce que la correlación de la sílice con P_2O_5 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O y K_2O es prácticamente nula, lo cual podría indicar que o bien estos elementos son los más susceptibles a la movilización durante la deformación y el metamorfismo, o que, para el caso de los cuatro últimos, la fraccionación de feldespatos no ha jugado un papel importante en el proceso de diferenciación magmática. Por otro lado, la correlación con Fe_2O_3 , MgO , MnO y TiO_2 sí es algo mejor que las anteriores, lo cual sugiere que minerales como la biotita han podido tener el mayor peso en el proceso de fraccionación. Estos últimos elementos se comportan de forma compatible durante el proceso de diferenciación magmática hasta valores de sílice en torno al 76 %, y a partir de este valor su concentración aumenta al aumentar el contenido en sílice, tendencia que, aunque peor definida, también se observa para el CaO y de forma más difusa para el Al_2O_3 . Esta inflexión en torno al 76 % de sílice, aunque dada la dispersión de los datos resulta difícil de interpretar, podría deberse a que una nueva fase de composición sodo-potásica, y en la que los ferromagnesianos entraran en pequeña proporción (posiblemente feldespato sodo-potásico), empezaría a contribuir al proceso de fraccionación en las etapas finales del mismo.

Desde el punto de vista normativo, empleando el programa NewPet (c.f. Apéndice II), estas rocas se clasifican de forma general como monzogranitos en el diagrama QAP (Streckeisen, 1976; Streckeisen y Le Maitre, 1979) (Figura 4.4.a) y como granitos en el diagrama An-Ab-Or de O'Connor (1965) (Figura 4.4.b). En la Figura 4.4.a podemos ver además que se puede observar

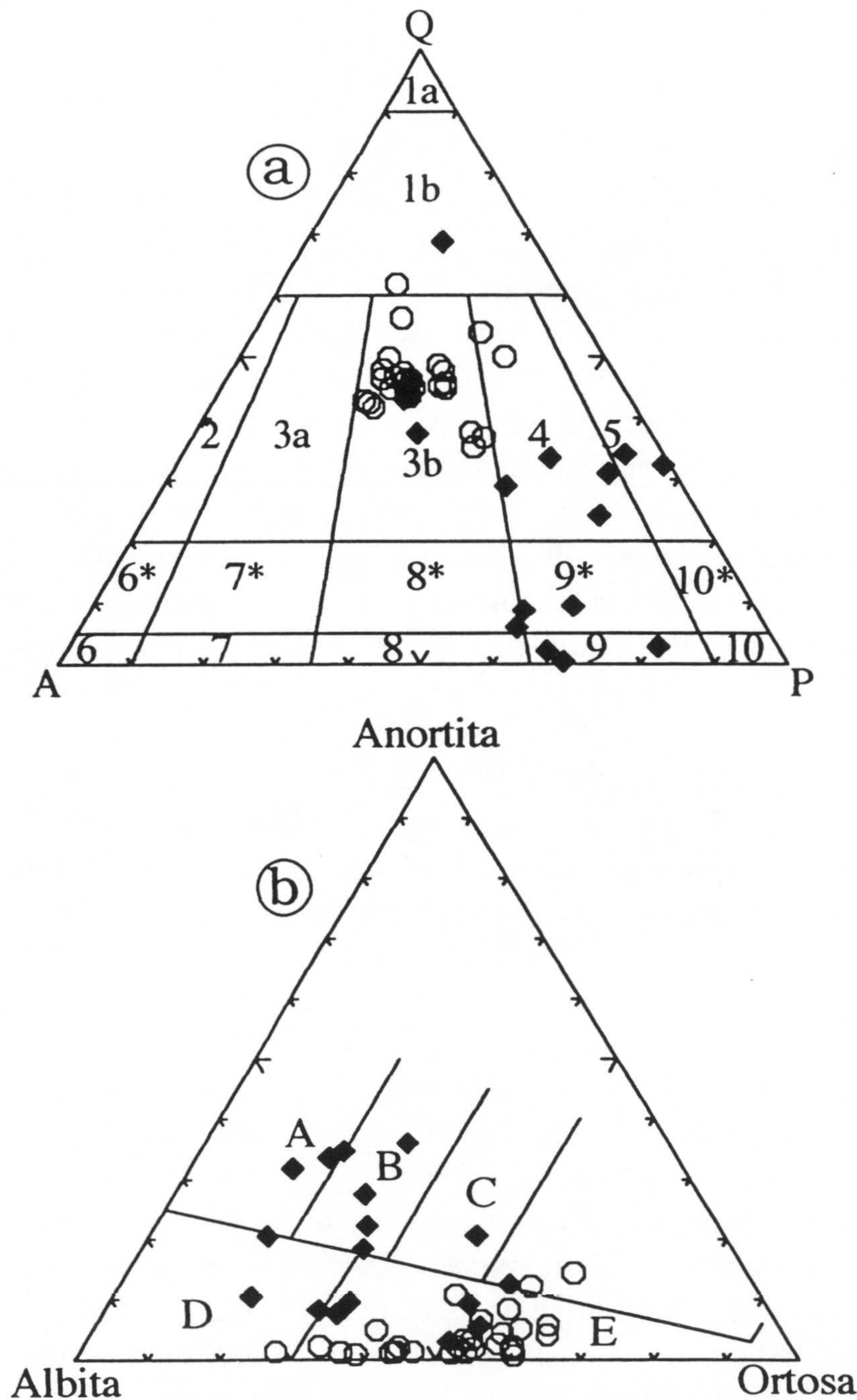


Figura 4.4. Clasificación normativa de los ortogneises. (a) Diagrama QAP, campos: 1a= silexita, 1b= granitoide rico en cuarzo, 2= granito del feldespato alcalino, 3a= sienogranito, 3b= monzogranito, 4= granodiorita, 5= tonalita, 6= sienita de feldespato alcalino, 6*= cuarzosienita de feldespato alcalino, 7= sienita, 7*= cuarzosienita, 8= monzonita, 8*= cuarzomonzonita, 9= monzodiorita, 9*= cuarzomonzodiorita, 10= diorita, 10*= cuarzodiorita. (b) Diagrama An-Ab-Or, campos: A= tonalita, B= granodiorita, C= cuarzomonzonita, D= trondhjemita, E= granito. Círculos vacíos = ortogneises del tipo 1, Rombos llenos = ortogneises del tipo 2.

una leve tendencia calcoalcalina en este tipo de rocas según la nomenclatura de Lameyre (1987), ya que aunque la mayoría de las rocas corresponden a

monzogranitos, existen algunas muestras, menos diferenciadas, de composición granodiorítica. Sin embargo, la falta de un mayor número de granodioritas y/o de algunas tonalitas entre este tipo de rocas, impiden confirmar esta ligera tendencia observada.

En general, la composición de estas rocas es similar a la de otros granitos peraluminicos hercínicos (Bea et al., 1987), a los granitos tipo S (Chappell y White, 1974, 1992) y a los leucogranitos del Himalaya (Dietrich y Gansser, 1981; Vidal et al., 1982, 1984; Inger y Harris, 1993; Guillot y Le Fort, 1995), sin embargo, con los que presentan un mayor número de características químicas, petrográficas y mineralógicas comunes es con algunos leucogranitos del Macizo Central francés (Bowden et al., 1984; Downes y Duthou, 1988). Así, al igual que estos últimos, se caracterizan por la presencia de minerales ricos en flúor y boro tales como turmalina, fluorita y topacio. La presencia de estos minerales sugiere, además, que los metagranitos y ortogneises del tipo 1 representan rocas emplazadas en niveles altos de la corteza ($P < 3$ kb) procedentes de fundidos residuales producidos en los últimos estadios de procesos de fraccionación elevados de magmas graníticos corticales (Pichavant y Manning, 1984). Este tipo de rocas se caracterizan además por cristalizar a temperaturas en general inferiores a 700 °C y en condiciones de saturación de H₂O.

Ortogneises del tipo 2.

Los ortogneises del tipo 2 presentan un mayor rango de variación composicional que los del grupo anterior (Tabla 4.1, derecha) con valores de SiO₂ que oscilan entre 43.70 % y 75.77%. En el diagrama SiO₂ vs. álcalis (Le Maitre et al., 1989) (Figura 4.5) presentan composiciones que oscilan entre tefrita y riolita, correspondiendo la mayoría de las rocas a composiciones de tipo dacita, traquita y andesita. Estos ortogneises presentan además las siguientes características químicas (Tabla 4.1, derecha y Apéndice IIb):

- En general son rocas ricas en álcalis, con valores medios similares a los del grupo anterior, aunque en realidad podemos distinguir dos grupos (Figura 4.5): uno con contenidos en álcalis en torno al 6 %, y un segundo, constituido por un menor número de rocas, con valores en torno al 10 %.
- La razón K₂O/Na₂O presenta en general valores menores que 1, salvo en 5 casos en los que el contenido en K₂O es mayor que el Na₂O.
- Presentan un mayor contenido en Ca y ferromagnesianos que las rocas del grupo anterior.

- Las rocas melanocratas presentan un carácter meta-alumínico ($A/CNK < 1$, $A > NK$) con diópsido normativo, mientras que las más leucocratas tienen carácter peralumínico, aunque más moderado que las del tipo 1, y corindón normativo (Apéndice IIe).

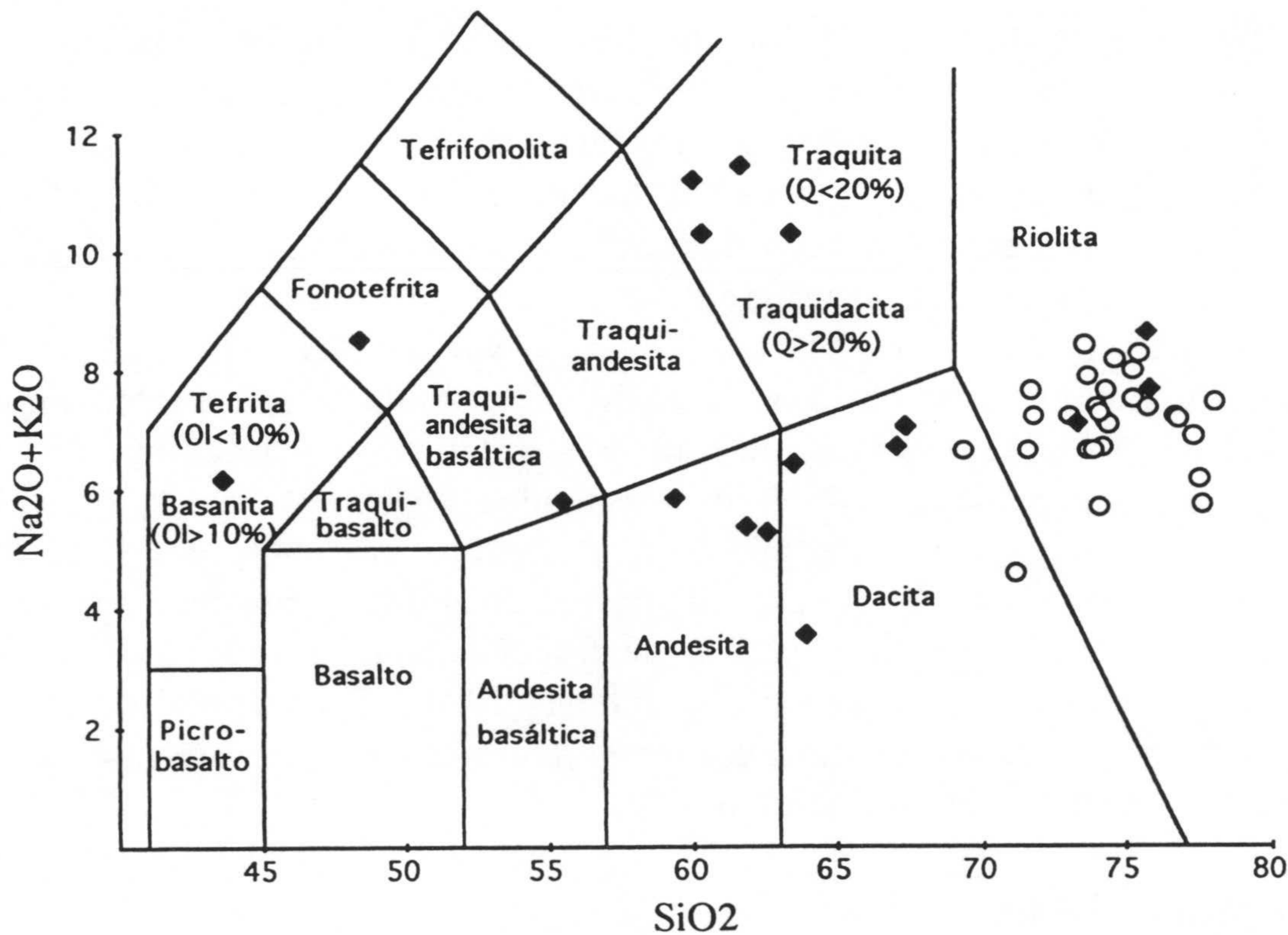


Figura 4.5. Diagrama TAS (Sílice vs. álcalis) para la clasificación química de las rocas volcánicas (Le Maitre et al., 1989). Círculos vacíos = ortogneises del tipo 1, Rombos llenos = ortogneises del tipo 2.

En los diagramas de variación frente a SiO_2 (Figuras 4.2 y 4.3), de nuevo podemos observar una dispersión de los puntos, al igual que para las rocas del grupo anterior. Sin embargo, en este caso en general la mayoría de los elementos presentan una mejor definida correlación negativa con la sílice. La causa de la dispersión de los análisis para este tipo de rocas, además de las expuestas para los ortogneises del tipo 1, podría probablemente también estar relacionada con el origen de las mismas. Como se mencionó en el Capítulo 3, los ortogneises del tipo 2 están constituidos por rocas volcánicas, posiblemente de carácter piroclástico al menos en algunos casos. Esto implica que, aparte de la influencia que sobre la composición química de la roca puedan tener los procesos de diferenciación magmática, no se pueden descartar otro tipo de influencias externas tales como mezcla con sedimentos durante el depósito. En cualquier caso, y a pesar de la dispersión observada,

se pueden hacer una serie de consideraciones sobre estos diagramas. La sílice presenta una correlación negativa relativamente bien definida con Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 y CaO . Sin embargo, en estos elementos podemos observar que a partir de valores de SiO_2 en torno al 60 % aparece una tendencia paralela y contraria a la anterior, que está mejor definida para el caso del MgO y TiO_2 . Este hecho sugiere que no todas las rocas integrantes de este grupo habrían tenido el mismo origen o la misma historia de cristalización, lo cual tampoco es extraño para rocas de origen volcánico que se formarían, como veremos

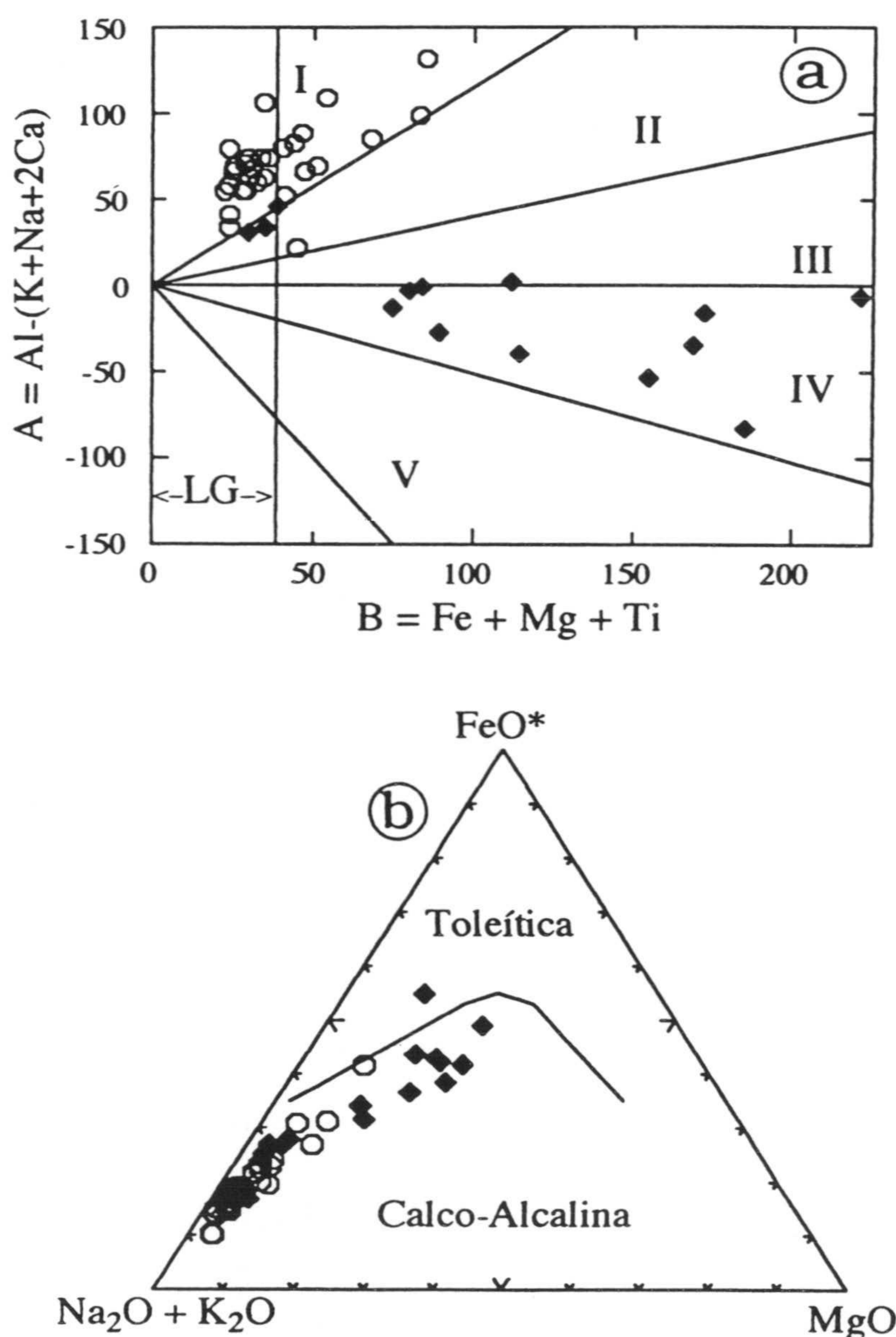


Figura 4.6. (a) Diagrama A-B (Debon y Le Fort, 1983). LG= leucogranitos. Campos peraluminicos: I= Ms, o $\text{Ms} > \text{Bt}$; II= $\text{Bt} > \text{Ms}$; III= Bt. Campos meta-alumínicos: IV= Hbl + Bt; V= Cpx. (b) Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971). Símbolos como en Figura 4.5.

más adelante, en un contexto de fracturación y adelgazamiento cortical, en el que se pueden dar mezclas en diversas proporciones de fundidos mantélicos con material cortical.

En el diagrama A-B de Debon y Lefort (1983) (Figura 4.6.a) la mayoría de los ortogneises del tipo 2 se representan en el campo de las rocas metaaluminosas con anfíbol y biotita, lo cual sugiere que, a diferencia de los ortogneises del tipo 1, estas rocas tendrían una notable influencia mantélica. Por otro lado, en la Figura 4.6.b podemos ver que presentan una clara tendencia calcoalcalina en el AFM de Irvine y Baragar (1971).

En su conjunto los ortogneises del tipo 2 presentan rasgos composicionales similares a otras rocas generadas en contextos de rifting al final de la orogenia hercínica (Pe Pier et al., 1982; Pamic, 1984; D'Amico y Del Moro, 1988; Sopeña et al., 1988; Veevers et al., 1994), así como a otras manifestaciones ácidas e intermedias de intraplaca en corteza continental adelgazada (Pearce et al., 1984). En concreto, las rocas volcánicas y volcanosedimentarias descritas por D'Amico y Del Moro (1988) y Sopeña et al. (1988) presentan notables similitudes con los ortogneises del tipo 2, no sólo en cuanto a composición de los distintos litotipos y rangos composicionales observados, sino también en lo referente a la petrografía de las rocas, disposición en la serie y tipos de afloramientos.

4.2.2. Trazas y Tierras raras.

Con el término de "trazas" o "elementos traza" se van a agrupar en esta discusión a todos los elementos traza salvo las tierras raras (REE), que se discuten por separado. El contenido en elementos trazas y tierras raras de los metagranitos y ortogneises del tipo 1 y del tipo 2 se ha representado en las Tablas 4.2 y 4.3 respectivamente.

En una primera observación de estas tablas podemos constatar que existen diferencias significativas entre ambos grupos de rocas. Así, el contenido en trazas y REE de los ortogneises del tipo 2 es en general mayor que el de los ortogneises del tipo 1, salvo para algunos elementos tales como Li, Rb y Pb. Este hecho se debe a que los metagranitos y ortogneises del tipo 1 representan fundidos graníticos crustales con un alto grado de fraccionación, concentrándose en ellos por tanto los elementos más incompatibles. Así, en algunas muestras de metagranitos porfídicos (e.g. C-22) la concentración de Li y Rb llega hasta valores de 537 ppm y 591 ppm respectivamente, y en algunas rocas aplíticas (C-26) hasta 949 ppm de Li y

900 ppm de Rb. Estas elevadas concentraciones, son por otro lado comunes en otros leucogranitos con turmalina y topacio similares a los aquí descritos (Pichavant y Manning, 1984).

Tipo 1	Mín.	Máx.	Media	Tipo 2	Mín.	Máx.	Media
Li	3.28	537.00	108.85	Li	12.00	86.55	37.43
Rb	139.57	591.00	370.59	Rb	11.52	588.32	204.17
Cs	4.69	125.00	29.28	Cs	0.27	79.74	21.43
Be	0.95	6.96	2.31	Be	1.47	9.00	3.93
Sr	10.97	130.00	53.61	Sr	27.64	585.52	198.92
Ba	16.40	599.00	162.69	Ba	56.05	715.54	234.09
Sc	1.09	12.50	4.82	Sc	2.00	25.53	12.32
V	1.61	68.81	17.68	V	6.25	278.16	97.99
Cr	1.57	90.00	27.96	Cr	0.00	90.00	37.27
Co	4.00	61.00	24.75	Co	3.00	53.54	25.18
Ni	0.00	15.00	4.10	Ni	0.00	33.75	10.18
Cu	0.00	27.80	7.53	Cu	1.40	49.83	19.90
Zn	0.73	66.80	26.35	Zn	0.00	133.09	42.35
Ga	16.88	24.10	21.15	Ga	18.00	27.00	21.97
Y	3.76	19.37	10.72	Y	11.81	47.55	33.22
Nb	7.57	23.59	14.99	Nb	20.00	192.54	62.42
Zr	44.00	206.00	100.31	Zr	125.00	755.00	292.94
Ta	0.75	8.11	3.98	Ta	1.60	24.12	8.22
Hf	1.51	5.40	2.71	Hf	3.21	19.36	7.48
Pb	2.00	46.83	15.07	Pb	1.27	18.60	8.83
U	0.40	8.33	3.77	U	0.71	21.30	8.68
Th	6.37	19.40	12.00	Th	2.70	42.81	18.50

Tabla 4.2. Composición media de elementos traza de los ortogneises del tipo 1 (izquierda) y del tipo 2 (derecha).

En la Figura 4.7 se han representado una serie de diagramas de variación frente a SiO₂ de algunos elementos traza significativos en los ortogneises del tipo 1 y 2. Para el caso de los ortogneises del tipo 2 sólo se han representado las rocas con SiO₂ mayor del 60 %, para una mejor comparación de las tendencias con las del tipo 1.

Tipo 1	Mín.	Máx.	Media	Tipo 2	Mín.	Máx.	Media
La	5.45	33.90	13.08	La	17.54	153.59	44.92
Ce	12.48	71.40	31.32	Ce	34.35	247.72	83.23
Pr	1.66	8.30	3.50	Pr	4.25	27.47	9.03
Nd	6.17	31.90	12.58	Nd	14.40	94.81	31.32
Sm	1.84	7.70	3.31	Sm	3.14	17.64	6.65
Eu	0.08	1.31	0.34	Eu	0.27	3.75	1.18
Gd	1.71	6.20	3.40	Gd	3.70	18.87	7.49
Tb	0.23	0.80	0.50	Tb	0.51	2.24	1.10
Dy	1.05	4.39	2.52	Dy	2.91	11.16	6.46
Ho	0.16	0.71	0.39	Ho	0.57	2.05	1.30
Er	0.38	1.82	0.96	Er	1.70	5.29	3.74
Tm	0.05	0.23	0.12	Tm	0.25	0.77	0.56
Yb	0.31	1.48	0.72	Yb	1.63	5.29	3.67
Lu	0.04	0.22	0.09	Lu	0.23	0.79	0.51
ΣREE	35.03	169.79	72.83	ΣREE	93.32	590.56	201.16
(La/Lu) _n	6.42	38.77	15.71	(La/Lu) _n	3.11	26.38	9.65
Eu/Eu*	0.10	0.58	0.29	Eu/Eu*	0.21	0.81	0.48

Tabla 4.3. Composición media de tierras raras de los ortogneises del tipo 1 (izquierda) y del tipo 2 (derecha).

En general, en los ortogneises del tipo 1 las tendencias de variación frente a SiO₂ de los distintos elementos traza van en el mismo sentido que en los ortogneises del tipo 2, aunque en los primeros están peor definidas, dándose una mayor dispersión de los análisis (Figura 4.7). Esta dispersión y ausencia en general de una clara tendencia de variación en los ortogneises del tipo 1, que es más notable para valores de sílice entre 73 % y 77 %, se puede deber a que todas estas rocas representen prácticamente el mismo grado de diferenciación aunque con ligeros cambios en su contenido en sílice. De entre los trazas representados, el Rb es el único que se comporta claramente como incompatible en ambos grupos de rocas, aunque en los gneises del tipo 1 existen dos análisis que se salen de esta tendencia. Esta anomalía, es muy posible que esté asociada a la desestabilización del feldespató-K durante la deformación de la roca, la cual conllevaría una pérdida de Rb.

Por otro lado, U y Th se comportan también como incompatibles en los ortogneises del tipo 2, mientras que en los del tipo 1 no muestran una tendencia clara. La concentración del resto de los elementos en general disminuye al aumentar el contenido en sílice de la roca para los ortogneises

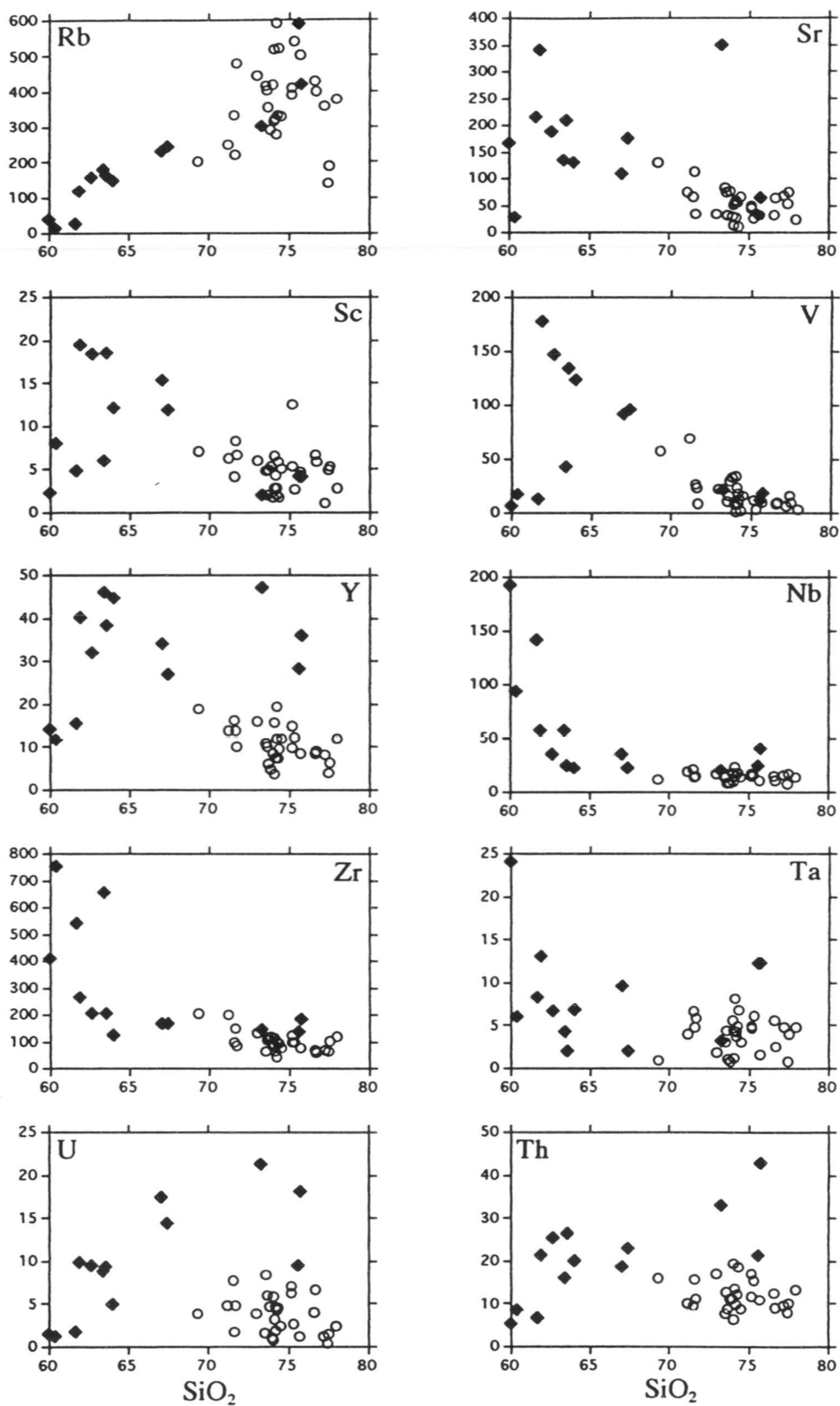


Figura 4.7. Diagramas de variación SiO₂ vs. elementos traza significativos para los ortogneises del tipo 1 (círculos vacíos) y del tipo 2 (rombos llenos).

del tipo 2, y para los del tipo 1, o disminuye ligeramente (Sr, Sc, V, Y, Zr), o no muestra variaciones significativas (Nb, Ta). Sin embargo, para algunos elementos traza en ortogneises del tipo 2 (i.e., Sc, V, Y) podemos observar la presencia de una doble tendencia de variación, mejor o peor definida según el caso, al igual que pasaba para algunos elementos mayores (MgO y TiO₂). Así, esta doble tendencia es por ejemplo muy significativa para el caso del V para valores de sílice entre 60 % y 67 %. Al igual que se dijo en el caso de los elementos mayores, este hecho podría sugerir que no todas las rocas de este grupo tienen el mismo origen o la misma historia de cristalización.

En la Figura 4.8.a y b se han representado la media y campo de variación de los ortogneises del tipo 1 y 2 en el diagrama multielemental normalizado a condritos sugerido por Thompson et al. (1984). Como podemos observar, el rango de variación de los distintos elementos es relativamente pequeño para los ortogneises del tipo 1 (Figura 4.8.a) con respecto a los del tipo 2 (Figura 4.8.b), lo que sugiere un mayor grado de homogeneidad en la fuente y en el proceso de formación de los primeros. Los ortogneises del tipo 1, presentan patrones de variación muy similares a los de los granitos tipo S descritos por Thompson et al. (1984), caracterizados por un empobrecimiento progresivo desde los elementos más incompatibles hasta los menos incompatibles, y con notables anomalías negativas sobre este patrón para el Ba, Nb, Sr y Ti. Este tipo de patrones, aunque con anomalías negativas más moderadas salvo para el Ti, son por otro lado típicos para la media de la Corteza Continental Superior (Rollinson, 1993). Los ortogneises del tipo 2 muestran un patrón similar a grandes rasgos, aunque se diferencian de los primeros en mostrar valores más elevados para todos los elementos a la derecha del K y anomalías en Nb, Sr y Ti más moderadas. Este último hecho, en especial para el caso del Nb estaría relacionado con una clara influencia mantélica sobre estas rocas, ya que las rocas típicamente mantélicas presentan anomalías ligeramente positivas en Nb, invirtiéndose la tendencia al aumentar el grado de contaminación cortical.

Por último, los patrones de tierras raras normalizados a condritos de las rocas estudiadas se han representado en la Figura 4.9.a y b. Los ortogneises del tipo 1 se caracterizan por presentar bajos contenidos en tierras raras (valor medio $\Sigma\text{REE}= 72.83$, Tabla 4.3), enriquecimiento moderado en tierras raras ligeras, moderada fraccionación (v.m. $(\text{La/Lu})_N= 15.71$) y notables anomalías de Eu (v.m. $\text{Eu/Eu}^*= 0.29$). Por otro lado, los ortogneises del tipo 2 se caracterizan por presentar un mayor contenido en tierras raras (v.m. $\Sigma\text{REE}= 201.16$), mayor enriquecimiento en tierras raras ligeras, menor fraccionación de los espectros (v.m. $(\text{La/Lu})_N= 9.65$) y también menor anomalía de Eu (v.m.

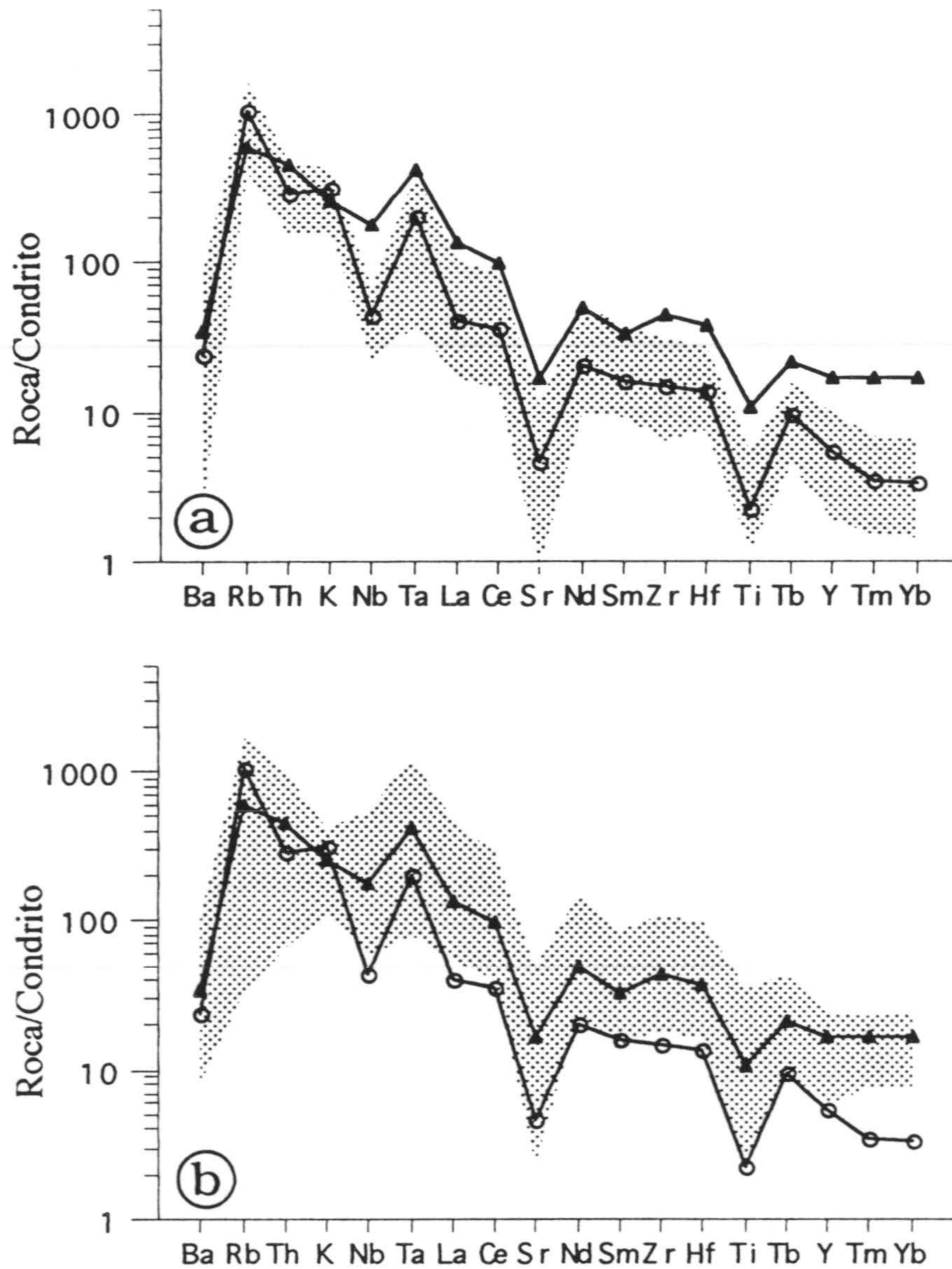


Figura 4.8. (a) Diagrama multielemental en el que se muestra el campo de variación de los ortogneises del tipo 1 (zona sombreada) junto con la media de estos ortogneises (círculos vacíos) y la media de los ortogneises del tipo 2 (triángulos llenos). (b) Diagrama multielemental en el que se muestra el campo de variación de los ortogneises del tipo 2 (zona sombreada) junto con la media de estos ortogneises (triángulos llenos) y la media de los ortogneises del tipo 1 (círculos vacíos). Los datos se han normalizado a los valores condriticos sugeridos por Thompson (1982).

Eu/Eu* = 0.48). En general, en ambos grupos de rocas al aumentar el contenido en SiO₂, disminuye la ΣREE y aumenta la anomalía de Eu, hecho que sin duda está asociado al proceso de fraccionación de minerales que albergan estos elementos con la diferenciación magmática, como son zircón y sobre todo monacita en el primer caso y plagioclasa en el segundo. Esto explica además que el contenido en REE de las rocas del tipo 1 sea tan bajo, ya que estas rocas representan magmas graníticos muy evolucionados que se

suelen caracterizar por este hecho (Albuquerque, 1978; Cocheire, 1978; Vidal et al., 1982; Bernard-Griffiths et al., 1985). Los patrones de REE, por otro lado, han resultado en este caso de gran utilidad para la diferenciación de ambos tipos de rocas (i.e., ortogneises del tipo 1 y del tipo 2), ya que aunque existe un pequeño solapamiento (Figura 4.9.a y b), en general son diferenciales para cada grupo.

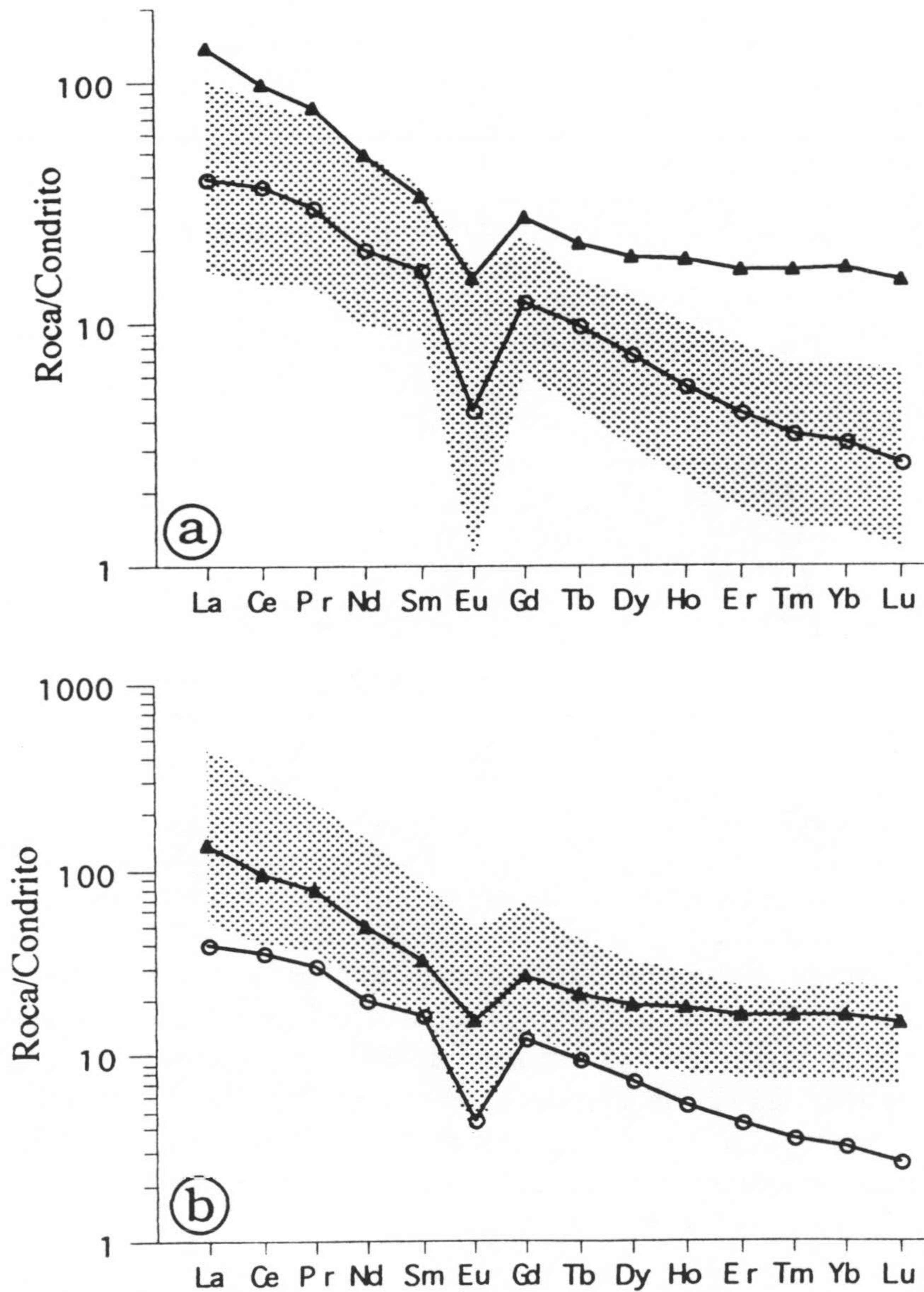


Figura 4.9. (a) Diagrama de REE en el que se muestra el campo de variación de los ortogneises del tipo 1 (zona sombreada) junto con la media de estos ortogneises (círculos vacíos) y la media de los ortogneises del tipo 2 (triángulos llenos). (b) Diagrama de REE en el que se muestra el campo de variación de los ortogneises del tipo 2 (zona sombreada) junto con la media de estos ortogneises (triángulos llenos) y la media de los ortogneises del tipo 1 (círculos vacíos). Los datos se han normalizado a los valores condriticos sugeridos por Nakamura (1974).

4.2.3 Diagramas de interpretación tectónica.

El uso de diagramas discriminantes del ambiente tectónico de génesis de las rocas ígneas se basa en la asunción de que la composición elemental de la roca está controlada por una serie de parámetros, tales como composición y mineralogía del área fuente, grado de fusión y profundidad de la misma, procesos de fraccionación y/o contaminación, etc., que son característicos de cada ambiente de génesis. Sin embargo, mientras que este tipo de diagramas han proliferado notablemente para las rocas de composición basáltica, a las rocas graníticas se les ha prestado menor atención como indicadores del ambiente tectónico por dos razones (Pearce et al., 1984):

- La dificultad para la clasificación a priori de los granitoides dentro de un ambiente tectónico concreto, dado que al tratarse de rocas plutónicas que afloran en superficie mucho tiempo después de su formación a veces las evidencias geológicas sobre su ambiente de génesis son ambiguas.
- La más complicada historia petrogenética de los granitoides, con respecto a las rocas de composición basáltica, que puede hacer difícil de interpretar la composición química de los primeros.

El primer estudio sistemático de la geoquímica de granitoides de ambiente tectónico conocido fue realizado por Pearce et al., (1984). Estos autores, sobre una base de datos de 600 análisis pusieron de manifiesto que los elementos Y, Yb, Rb, Ba, K, Nb, Ta, Th, Ce, Sm, Zr y Hf son los que sirven como mejores discriminantes entre granitos de distintos ambientes tectónicos. En la Figura 4.10. se han representado los ortogneises del tipo 1 y del tipo 2 en dos de los diagramas propuestos por Pearce et al. (1984). Como podemos observar, los ortogneises del tipo 1 se representan en el campo de los granitos sincolisionales, lo cual está de acuerdo con el resto de evidencias geoquímicas puestas de manifiesto en apartados anteriores. Este tipo de granitos sincolisionales son abundantes, por otro lado, entre los granitos hercínicos del SO de Europa (Lagarde et al., 1992), presentando edades de emplazamiento entre 300 y 325 m.a. (Harris et al., 1986).

En el diagrama Rb vs. Y+Nb (Figura 4.10.b) algunos de los ortogneises del tipo 1 analizados poseen contenidos en Rb inferiores al resto de rocas de este grupo, y se representan por tanto en el campo de los granitos de arco volcánico. Sin embargo, este hecho no quiere decir que no sean sincolisionales como el resto de los del grupo 1, sino que más bien se debería o bien a una ligera pérdida de Rb en estas rocas como consecuencia de la deformación y destrucción del feldespatos-K, o como los autores del diagrama

indican, a pequeñas heterogeneidades en el contenido en Rb en el área fuente de formación de estas rocas.

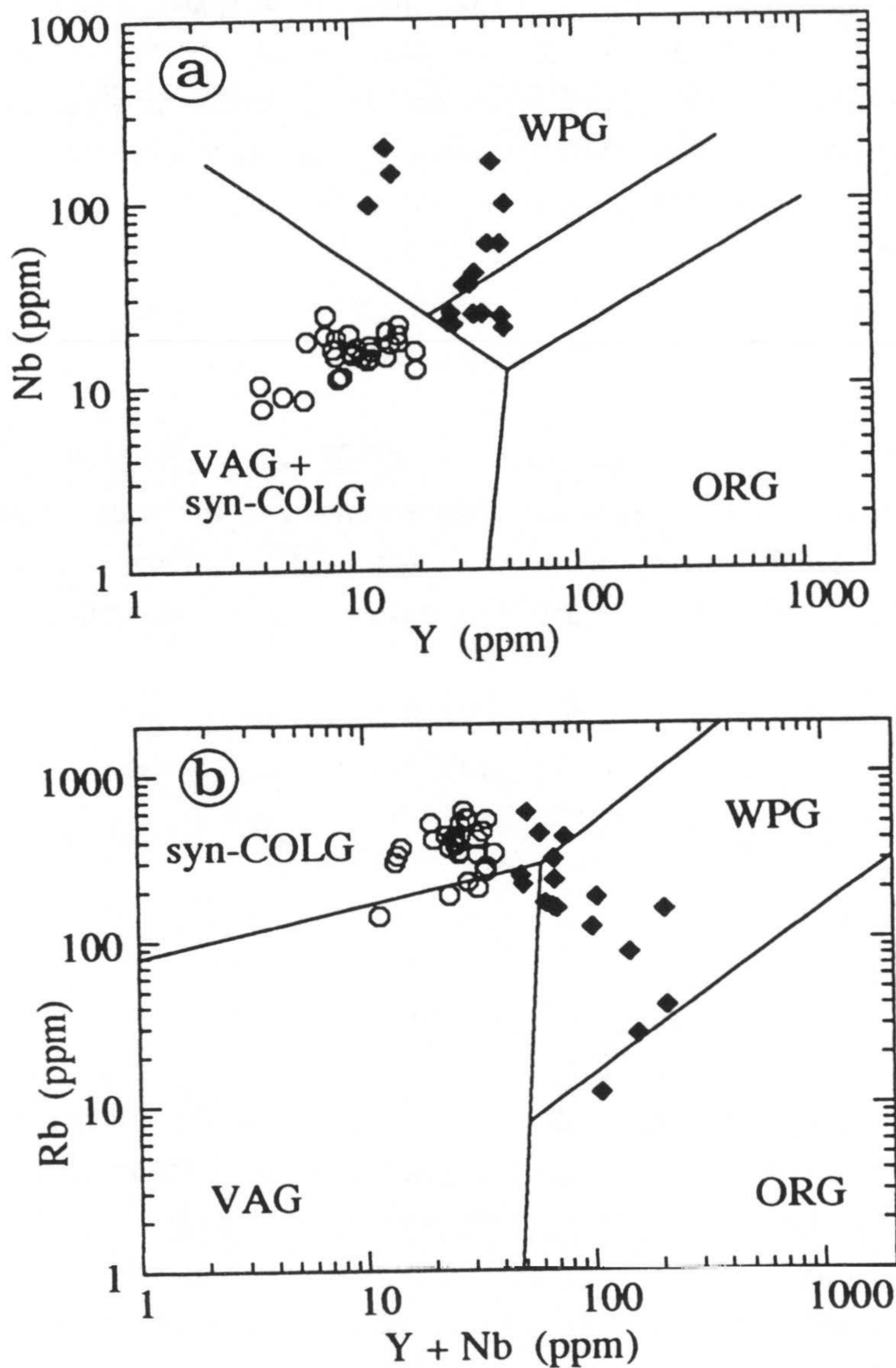


Figura 4.10. (a) Diagrama Nb vs. Y para la clasificación tectónica de rocas graníticas (Pearce et al., 1984). ORG= granitos de dorsal oceánica (plagiogranitos), VAG= granitos de arco volcánico, WPG= granitos de intraplaca, syn-COLG= granitos sincollisionales. Círculos vacíos= ortogneises del tipo 1, Rombos llenos= ortogneises del tipo 2. (b) Diagrama Rb vs. Y+Nb para la clasificación tectónica de rocas graníticas. Símbolos y campos como en figura (a).

Los ortogneises del tipo 2 se representan o bien exclusivamente dentro del campo de los granitos de intraplaca (Figura 4.10.a) o mayoritariamente dentro de este campo con algunos análisis por encima y por debajo del mismo (Figura 4.10.b). Los análisis muestran además, en esta última figura, un

patrón de variación compatible con la presencia en algunas rocas de hornblenda cumulítica, hecho que por otro lado se puso de manifiesto para algunas de estas rocas en la descripción petrográfica. Dentro de la subdivisión que Pearce et al. (1984) establecen para los granitos de intraplaca, los ortogneises del tipo 2 pertenecerían, a juzgar por sus características químicas (i.e., calcoalcalinos y meta-aluminosos) y ambiente geodinámico (como veremos más adelante), al subgrupo "b", correspondiente a granitoides intruidos en corteza continental adelgazada, similares a los granitos terciarios de Escocia y Groenlandia (Walsh et al., 1979; Dickin et al., 1984).

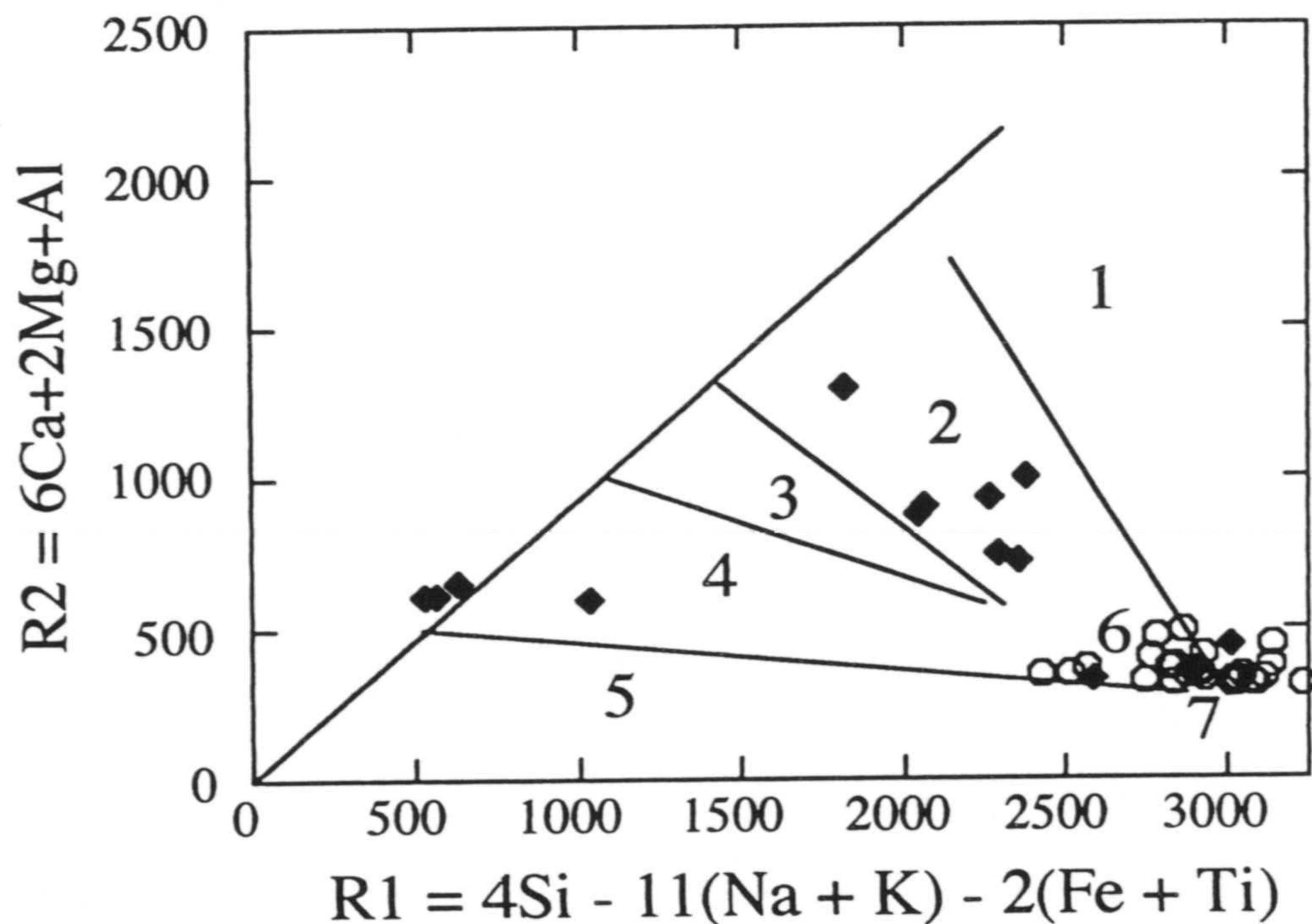


Figura 4.11. Diagrama R1-R2 de De la Roche y Terrier (1973) con la interpretación tectónica propuesta por Batchelor y Bowden (1985). 1= diferenciados mantélicos, 2= precolisionales, 3= postcolisionales, 4= tardiorogénicos, 5= anorogénicos, 6= sincolisionales, 7= postorogénicos. Símbolos como en Figura 4.10.

Batchelor y Bowden (1985) han propuesto otro diagrama para la discriminación tectónica de granitoides, basado en este caso en elementos mayores (Figura 4.11). En este diagrama, los ortogneises del tipo 1 se representan de nuevo en el campo de los granitos sincolisionales, mientras que los del tipo 2 se representan en el de los granitos precolisionales y granitos tardiorogénicos, para las muestras menos diferenciadas, y en el de los granitos sincolisionales para algunas muestras más diferenciadas. Este hecho sugiere que, al menos en el caso de los ortogneises del tipo 2, este diagrama no discrimina correctamente este tipo de rocas.

4.3. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA.

4.3.1. Métodos analíticos.

Los análisis isotópicos de Sm-Nd los he realizado en el Departamento de Cosmoquímica del Instituto Max-Planck de Química de Mainz (Alemania), mientras que los de Rb-Sr, parte los he realizado en el centro antes mencionado (muestras C-22, C-28 y A-30), y el resto se han analizado en el Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada. Las condiciones de laboratorio y analíticas empleadas en cada caso se describen brevemente a continuación.

4.3.1.1. Sistema Rb-Sr.

Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada.

Para la determinación de la razón $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Rb}$, 0.1 grs. de roca en polvo se atacan con HNO_3 y HF Merck suprapuro sometidos a destilación "sub-ebullición". Las determinaciones se realizan en un espectrómetro ICP-MS PE SCIEX ELAN-5000 mediante Adición Standard, usando para ello una solución de Rb y Sr de composición isotópica conocida. La precisión del método calculada sobre 10 replicados de la misma muestra en polvo es mejor del 0.9 % a 2σ .

Para la determinación de la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, 0.1 grs. de roca en polvo se atacan con los mismos reactivos antes mencionados. El Sr se separa cromatográficamente del Rb en columnas de cambio iónico (resina BIORAD AB 50 W 8, 100-200 mesh). A través de todo el proceso la muestra está en contacto únicamente con materiales de teflón y cuarzo óptico. La fracción de Sr recuperada se carga en filamentos de Re, y las determinaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se hacen en un espectrómetro TIMS Finnigan MAT 262 RPQ. El valor medio de 10 medidas sobre el standard NBS 987 es de 0.710244 con una precisión del 0.0009 % a 2σ . El valor medio de 5 medidas del standard WS-E (Govindaraju et al., 1994) es de 0.706601 con una precisión del 0.002 % a 2σ . Este último standard está en polvo, y cada medida de las 5 realizadas corresponde a un ataque diferente, por lo que este último error equivale al error del laboratorio.

Instituto Max-Planck de Química.

Unos 0.05 grs. de la muestra en polvo se atacan con una mezcla de $\text{HClO}_4 + \text{HF}$ (1:5) en recipientes cerrados de teflón y a alta temperatura. Una vez conseguida la total disolución de la muestra, se evapora la solución y posteriormente se disuelve en HCl 2.5N. Para la medida de concentraciones elementales por dilución isotópica (ID), se separan 1-2/10 de la solución total, a los que se les añade un trazador de Rb, Sr, Sm y Nd (LAMZ). El resto de la solución se utiliza para la medida de las concentraciones isotópicas (IC). La separación de Rb, Sr y la fracción de REE en IC e ID se hace con columnas de intercambio iónico (resina AG-50W-X8, 200-400 mesh). La fracción de Rb así recuperada se carga para su medida en filamentos de Ta y la de Sr en filamentos de W.

4.3.1.2. Sistema Sm-Nd.

El proceso es idéntico al descrito anteriormente para el sistema Rb-Sr en el Instituto Max-Planck de Química hasta la separación de la fracción de REE en la muestra. De esta fracción, la separación de Sm y Nd IC y de Nd ID se hace en columnas cargadas con HDEHP sobre una base de polvo de teflón. La fracción de Sm y Nd recuperada se carga en filamentos de Re z.r. para su medida.

Las determinaciones de ID e IC se hacen en un espectrómetro Finnigan MAT 261 notablemente modificado (Vogel y Jagoutz, 1992). El Nd se mide como NdO^+ y es normalizado a $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Como blanco se utiliza una gota del trazador antes mencionado, que se procesa a la vez que la tanda de muestras. La contribución del blanco es de unos 200 pg. para Rb y Sr, y de unos 10 a 20 pg. para Sm y Nd. El valor medio del laboratorio para el estándar de Nd de La Jolla es de 0.51188 ± 2 a 2σ , y para el estándar de Sr de E & A (SrCO_3) de 0.70802 ± 2 a 2σ (Thöni y Jagoutz, 1992). La precisión en la determinación de las razones $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ y $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ es mejor del 0.2 % a 2σ .

4.3.2. Resultados.

Las relaciones atómicas y constantes de desintegración empleadas para la elaboración de los datos han sido las recomendadas por Steiger y Jager (1977). Como valor del UR se ha tomado el sugerido por Taylor y McLennan (1985): $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.085$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7047$. Como valor del CHUR se ha tomado el sugerido por Goldstein et al., (1984): $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1966$,

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$. Para el cálculo de las edades modelo con respecto al manto empobrecido se ha empleado la expresión y valores propuestos por Liew y Hofmann (1988): $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CC}} = 0.12$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{DM}} = 0.219$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{DM}} = 0.513151$.

4.3.2.1. Sistema Rb-Sr.

Para este trabajo se han analizado 4 muestras de ortogneises del tipo 1, 4 de ortogneises del tipo 2, 2 metapelitas del basamento del Manto de la Caldera y 1 eclogita de la Unidad Ofiolítica. Los resultados se muestran en la Tabla 4.4. Los valores del parámetro ϵSr se han calculado para la edad asumida en cada grupo de ortogneises (c.f. Capítulo 6). Como podemos observar en esta tabla, los ortogneises del tipo 1 son los más radiogénicos, con valores de ϵSr_i de hasta 1902, aunque el resto de valores oscilan entre 82 y 162. Estos ortogneises no han dado una isocrona. Incluso las muestras C-22 y C-28, que proceden del metagranito de Lubrín y están separadas entre sí tan sólo unos 20 m., dan una edad carente de significado geológico. Sin embargo, rocas de este metagranito han sido datadas por Rb-Sr como Pérmico Inferior (Priem et al., 1966; Andriessen et al., 1991), aunque lo que se obtienen no son isocronas sino errocronas en el sentido de Brooks et al. (1972) (i.e., $\text{MSWD} > 2.5$). Este hecho nos indica que el sistema Rb-Sr sufre modificaciones posiblemente durante el metamorfismo alpino de estas rocas, que en algunos casos, como el expuesto anteriormente, pueden ser muy importantes con la entrada de cantidades significativas de Sr radiogénico. Esta entrada de Sr radiogénico, posiblemente durante el metamorfismo, también se ha puesto de manifiesto en rocas básicas de áreas cercanas. Así, Morten et al., (1987) en la descripción del tránsito a escala métrica y decimétrica entre gabros, metagabros y eclogitas en las inmediaciones de la localidad de Lubrín, muestran como al aumentar el grado de transformación metamórfica de la roca se observa un aumento en la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, que pasa de valores en torno a 0.70313 en los gabros a 0.70665 en las eclogitas. La interpretación del aumento en el contenido de Sr radiogénico en este caso presenta dos posibilidades:

- Que se produzca, como ya se ha mencionado, durante el metamorfismo alpino como consecuencia de la interacción de las rocas básicas con fluidos ricos en Sr radiogénico procedentes de la deshidratación de rocas pelíticas.
- Que se produzca durante el metamorfismo oceánico que estas rocas han sufrido (Puga, 1990; Puga et al., 1995) por interacción con el agua marina, la cual presenta valores medios de la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para el Cretácico en

torno a 0.7077 (Elderfield, 1986; Veizer, 1989). Posteriormente, las rocas más transformadas durante este metamorfismo oceánico serían las que presentarían menos problemas cinéticos para la transformación a eclogitas en el metamorfismo de alta presión subsecuente.

Sin embargo, para el caso de los ortogneises, el origen del Sr radiogénico estaría asociado a la primera posibilidad de las dos anteriormente mencionadas, bien por la entrada en la roca de fluidos ricos en Sr radiogénico procedentes de las metapelitas encajantes, o bien debido a la entrada de ^{87}Rb . Este último hecho, además, podría explicar las elevadas razones $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ que presentan algunas de estas rocas (Tabla 4.4, y Andriessen et al., 1991). En cualquier caso, y a pesar de las diferencias isotópicas observadas que serían atribuibles a procesos locales y posteriores a la formación de estas rocas (Blaxland, 1974; Barovich y Patchett, 1992), los ortogneises del tipo 1 representarían la fusión parcial de materiales corticales relativamente homogéneos como se verá en el epígrafe siguiente. El valor de ϵSr_i calculado a partir de la errocrona que Andriessen et al. (1991) obtienen para muestras procedentes de las inmediaciones del Collado Monda es de 132 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.714$), y se puede considerar como un valor representativo para este tipo de gneises.

Sigla	Sr	$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}$	$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}$	2σ	$\epsilon\text{Sr}(0)$	$\epsilon\text{Sr}(200)$	$\epsilon\text{Sr}(300)$
C-22	27.02	60.513	1.096615	± 34	5561		1902
C-28	45.86	37.548	0.876062	± 23	2432		162
A-30	136.18	4.996	0.735775	± 23	441		144
C-54	63.31	4.529	0.729459	± 18	351		82
MS-1	149.00	3.236	0.731679	± 12	383	256	192
MS-2	219.92	2.596	0.73025	± 12	363	261	211
A-6	187.15	2.508	0.715131	± 09	148	50	
A-7	339.90	0.977	0.710106	± 16	77	41	
A-54	135.00	1.981	0.721368	± 43	237	160	
A-68	348.00	3.770	0.722972	± 13	259	111	
RB-1	390.00	0.021	0.705172	± 24	7	9	

Tabla 4.4. Análisis Rb-Sr de ortogneises del tipo 1 (C-22, C-28, A-30 y C-54), ortogneises del tipo 2 (A-6, A-7, A-54 y A-68), metapelitas (MS-1 y MS-2) y una eclogita (RB-1).

Los ortogneises del tipo 2 presentan valores de ϵ_{Sr} entre 77 y 259 (Tabla 4.4), existiendo una correlación positiva entre este valor y el contenido en SiO_2 de la roca (Apéndice IIb). En este caso tampoco se ha obtenido una isocrona para este tipo de gneises. La razón, aparte de las discutidas anteriormente para los ortogneises del tipo 1, podría estar asociada al origen de estas rocas. Como se ha discutido en el apartado de geoquímica elemental, los ortogneises del tipo 2 parecen no presentar un origen común, o si lo tienen, presentarían historias de cristalización distintas, dada la existencia de al menos dos tendencias de correlación frente a SiO_2 tanto de algunos elementos mayores como de trazas. Este hecho, unido a las evidencias de campo que indican que pudo darse mezcla del material volcánico extruido con los sedimentos que se estaban depositando en el momento de la extrusión, explicaría que este tipo de rocas no definan una isocrona ya que en ellas existirían aportes de diversas fuentes.

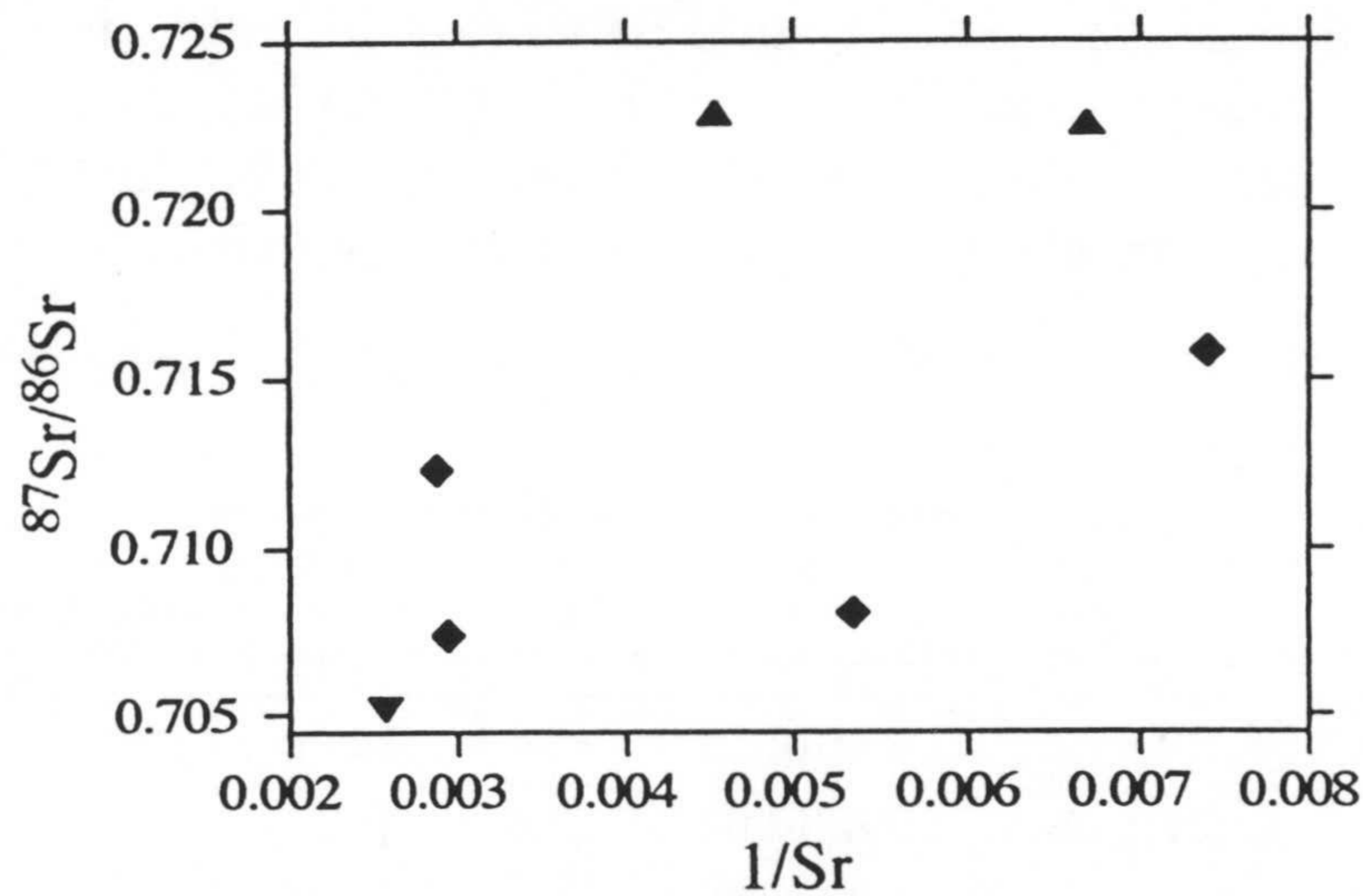


Figura 4.12. Diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $1/\text{Sr}$. Rombos= ortogneises del tipo 2, triángulos hacia arriba= metapelitas, triángulo hacia abajo= roca básica.

En la Figura 4.12 se ha representado la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para $t=200$ m.a. vs. $1/\text{Sr}$ para evaluar la posibilidad de que el origen de estas rocas se produzca por la mezcla simple ideal de dos componentes (Faure, 1986; Nägler et al., 1992). Como podemos observar en esta figura, las muestras no presentan una buena correlación, alejándose además de los términos extremos supuestos, representados por las metapelitas y la eclogita analizadas. Esto indica que la mezcla simple ideal de un componente cortical con un magma básico, como los propuestos, no explicaría la dispersión observada. Esta dispersión, probablemente estaría asociada a heterogeneidades previas en el componente cortical involucrado en la mezcla (Rottura et al., 1990). Este tipo

de heterogeneidades isotópicas en el área fuente, que quedan reflejadas en el magma resultante de la fusión de dicha área, se han observado también en algunos granitos del Himalaya, dentro de un mismo plutón (Ferrara et al., 1991) o entre plutones con un origen aparentemente común (Vidal et al., 1984; France-Lanord y Le Fort, 1988).

4.3.2.2. Sistema Sm-Nd.

El resultado de los análisis de Sm-Nd para las mismas muestras discutidas en el apartado anterior, junto con los valores de ϵNd_i calculados y las edades modelo se muestran en la Tabla 4.5. En esta tabla podemos observar que los valores de ϵNd_i y T_{DM} (en torno a -6 y 1500 m.a. respectivamente) para los ortogneises del tipo 1 son relativamente constantes, lo que sugiere un origen común para este tipo de rocas por fusión parcial de un componente meta-sedimentario homogéneo. Dos de estas muestras (C-22 y C-28) se han utilizado, junto con separados de fluorita y turmalina de la C-22, para construir la isocrona que se presenta en el Capítulo 6. Las otras dos muestras (A-30 y C-54) se representan también en esta isocrona, dentro de los límites de error, aunque no se ha utilizado para el cálculo de la edad. El valor de ϵNd_i calculado a partir de la isocrona para los ortogneises del tipo 1 es de -6.38 ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i = 0.511925$), que está dentro del rango de los $\epsilon\text{Nd}_{(300)}$ calculados para cada una de estas rocas.

Sigla	Nd	Sm	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	2σ	$\epsilon\text{Nd}(0)$	$\epsilon\text{Nd}(200)$	$\epsilon\text{Nd}(300)$	T_{CHUR}	T_{DM}
C-22	7.713	2.216	0.174	0.512274	± 16	-7.1		-6.23	2410	1510
C-28	23.42	5.886	0.152	0.512234	± 26	-7.88		-6.17	1377	1506
A-30	31.52	6.787	0.13	0.512175	± 36	-9.03		-6.49	1062	1531
C-54	1.88	0.49	0.158	0.512251	± 24	-7.56		-6.06	1509	1497
MS-1	53.43	9.599	0.109	0.511999	± 38	-12.46	-10.22	-9.1	1106	1735
MS-2	32.47	7.023	0.131	0.512001	± 24	-12.44	-10.77	-9.93	1474	1799
A-6	31.99	6.04	0.114	0.512649	± 26	0.21	2.32		-20	762
A-7	29.11	6.93	0.144	0.512648	± 24	0.21	1.56		-31	822
A-54	36.5	8.8	0.146	0.512808	± 26	3.32	4.62		-512	581
A-68	27	6.087	0.136	0.512447	± 32	-3.73	-2.19		484	1118
RB-1	16.58	4.682	0.171	0.513113	± 32	9.27	9.93		-2831	162

Tabla 4.5. Análisis Sm-Nd de ortogneises del tipo 1 (C-22, C-28, A-30 y C-54), ortogneises del tipo 2 (A-6, A-7, A-54 y A-68), metapelitas (MS-1 y MS-2) y una eclogita (RB-1).

La razón $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ en estos gneises presenta valores en torno a 0.16 (entre 0.13 y 0.17) que son ligeramente superiores a la media estimada para las rocas graníticas (0.113: Ben Othman et al., 1984) y a la media cortical (0.116: DePaolo y Wasserburg, 1979; 0.119: Jacobsen y Wasserburg, 1979). Sin embargo, valores similares, e incluso superiores, se observan en otros leucogranitos muy diferenciados (Vidal et al., 1984) y podrían estar relacionados con la fraccionación en estas rocas de monacita (Yurimoto et al., 1990).

Por otro lado, los ortogneises del tipo 2 no definen una isocrona, presentando una notable dispersión con valores de ϵNd_i que oscilan entre -2.19 y 4.62, y valores de T_{DM} entre 1118 y 581 m.a. Este hecho sugiere una influencia mantélica variable sobre este tipo de rocas (DePaolo, 1980a; Allègre y Ben Othman, 1980), la cual produce el aumento en el valor de ϵNd_i y la disminución en las edades modelo. Esta influencia mantélica variable sobre rocas de origen cortical, o viceversa, al igual que para el caso del sistema Rb-Sr, no se puede explicar por la mezcla simple ideal de un componente metapelítico y un componente básico de composición similar a los analizados en este trabajo, como se pone de manifiesto en la Figura 4.13, sino que haría falta, por ejemplo, un componente crustal mucho más pobre en Nd a la vez que un componente mantélico más rico en este elemento. Por tanto, es probable que además de la mezcla simple de dos componentes, otro tipo de procesos hayan contribuido en la génesis de estas rocas, tales como los expuestos anteriormente para explicar la dispersión de los valores isotópicos de Sr, ya que para el sistema Sm-Nd parece bastante improbable la posterior movilización metamórfica (Barovich y Patchett, 1992).

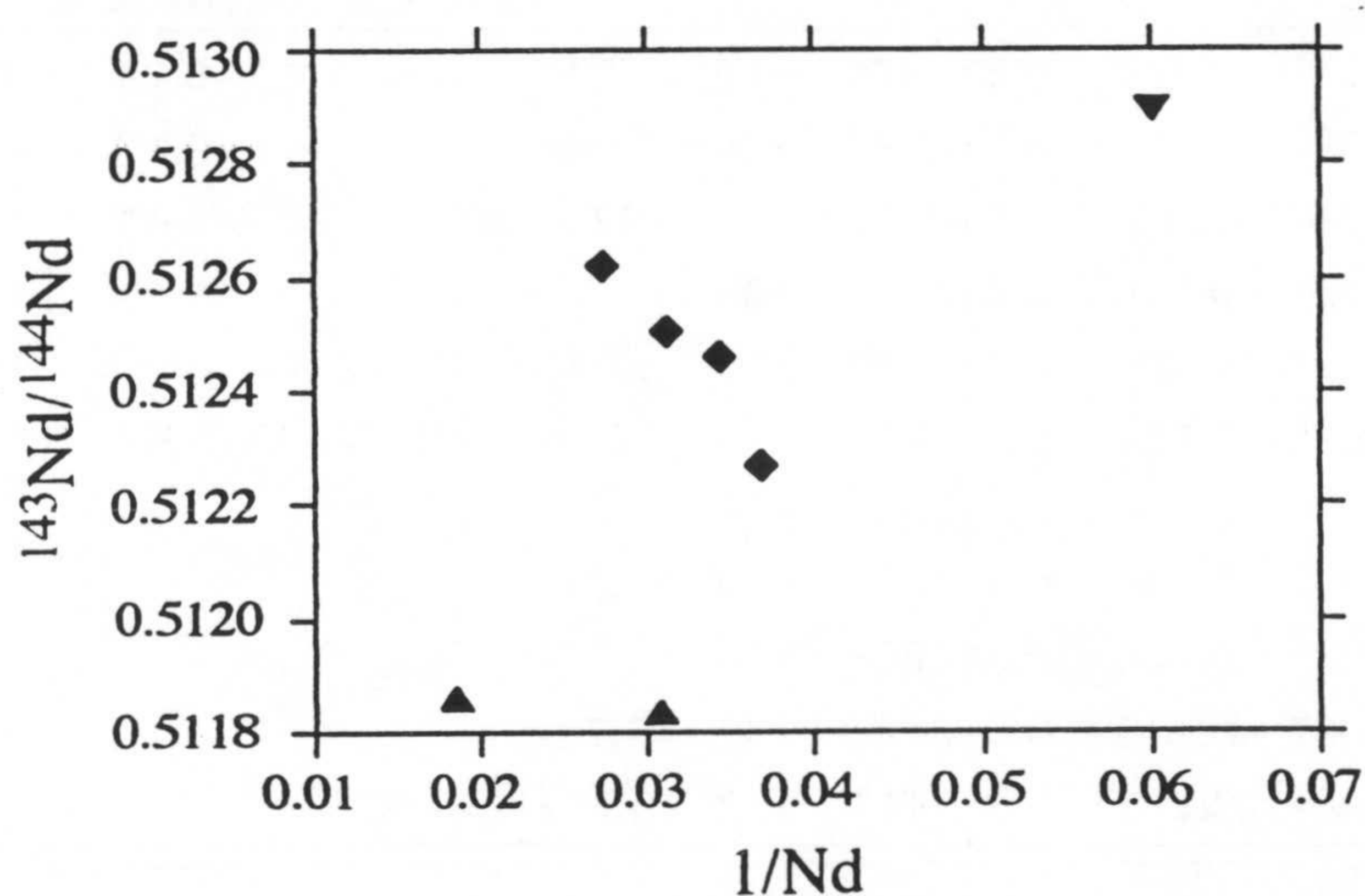


Figura 4.13. Diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $1/\text{Nd}$. Rombos= ortogneises del tipo 2, triángulos hacia arriba= metapelitas, triángulo hacia abajo= roca básica.

La eclogita analizada presenta valores de $\epsilon Nd_{(200)}$ similares a una roca tipo MORB (Saunders et al., 1988) y valores de T_{DM} próximos a su posible edad ígnea (Hebeda et al., 1980; Puga et al., 1995), mientras que las metapelitas presentan valores de $\epsilon Nd_{(300)}$ y T_{DM} propios de una corteza continental antigua (Liew y Hofmann, 1988), y concentraciones de Nd próximas a la media cortical (40 ppm - European Shale Composite - Taylor y McLennan, 1985; 32.5 ppm - Zindler y Hart, 1986). Estas metapelitas poseen, además, una composición isotópica del Nd prácticamente idéntica a las granulitas pelíticas de Beni Bousera analizadas por Ben Othman et al. (1984), las cuales representan una sección aflorante de la Corteza Inferior, apareciendo en las inmediaciones del contacto con los macizos ultrabásicos existentes en materiales Alpujarrides a ambos lados del Estrecho de Gibraltar (Loomis, 1972; Kornprobst, 1974; Westerhof, 1977; Torres Roldán, 1981). Sin embargo, las razones $^{87}Rb/^{86}Sr$ y $^{87}Sr/^{86}Sr$ en estas granulitas son ligeramente inferiores, hecho que estaría relacionado con la observación generalizada de que aunque estas razones pueden presentar una cierta variabilidad en la Corteza Inferior (Ben Othman et al., 1984) en general esta está empobrecida en Rb con respecto a la Corteza Superior (DePaolo, 1980b). Por tanto, la gran similitud isotópica existente entre las rocas metapelíticas aquí analizadas y las estudiadas por Ben Othman et al. (1984), con la salvedad antes mencionada, podría indicar un origen común para los materiales corticales constituyentes de los basamentos polimetamórficos de las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas, con edades modelo en torno a 1600-1700 m.a.

4.4. DISCUSIÓN: PROCESOS DE FORMACIÓN Y AMBIENTE GEODINÁMICO DE GÉNESIS.

Los datos precedentes, tanto elementales como isotópicos, permiten establecer un origen netamente distinto para los dos tipos de ortogneises diferenciados en el Complejo del Mulhacén. Además, los datos isotópicos, y en especial el sistema Sm-Nd, hacen posible establecer modelos sobre el origen y la evolución geodinámica de este sector de la cadena Alpina durante el Paleozoico. Este tipo de información, de gran interés en materiales reciclados durante dos o más orogenias como es el caso que nos ocupa, permite además la posibilidad de reconocer procesos de formación corticales más antiguos, y en última instancia hacer inferencias sobre el mecanismo o mecanismos de diferenciación cortical (DePaolo, 1980a; Allègre y Ben Othman, 1980).

Aunque la edad de cada uno de los tipos de ortogneises diferenciados se discutirá, con los datos de que se dispone, más adelante (c.f. Capítulo 6), para la discusión que nos ocupa se va a considerar que los ortogneises del tipo 1 tienen una edad de formación correspondiente al Carbonífero Superior, mientras que los del tipo 2 se habrían originado durante el Trias Superior.

4.4.1. Ortogneises del tipo 1.

Como ya se ha mencionado en apartados anteriores, este tipo de rocas se caracterizan por presentar composiciones típicas de fundidos corticales generados a partir de material metasedimentario (Pearce et al., 1984; Harris et al., 1986). Los datos isotópicos (i.e., altos ϵSr_i y bajos ϵNd_i) y la presencia en algunos casos de enclaves micáceos (Foto 16, Lám. 8), apuntan también en este sentido. Por otro lado, en los diagramas de interpretación tectónica empleados las rocas de este grupo se proyectan en el campo de los granitos sincolisionales. Todos estos hechos, junto con la edad de estos metagranitos y ortogneises, y su notable similitud con otras rocas de carácter leucogranítico hercínicas, indican que este tipo de rocas se habrían formado en los estadios finales de la orogenia hercínica, en relación con procesos de colisión y engrosamiento cortical (England y Thompson, 1986; Thompson, 1989; Lagarde et al., 1992).

En la Figura 4.14 se han representado los valores de ϵNd_i vs. ϵSr_i para las rocas analizadas, junto con el campo de variación de los leucogranitos del Macizo Central Francés estudiados por Downes y Duthou (1988) y el de las granulitas pelíticas de Beni Bousera estudiadas por Ben Othman et al. (1984). Para el caso de las metapelitas y las granulitas pelíticas, los valores medidos se han recalculado a 300 m.a. para facilitar la comparación. Como podemos observar, los ortogneises del tipo 1 se representan dentro del campo definido por los leucogranitos del Macizo Central Francés. Estos leucogranitos, que presentan además una composición química muy similar a los ortogneises del tipo 1 y una edad también similar, se habrían formado, según los autores antes mencionados, por fusión parcial de rocas metasedimentarias procedentes de la Corteza Inferior representadas por xenolitos de granulitas pelíticas que aparecen en rocas volcánicas terciarias y cuaternarias en esa zona (Downes y Leyreloup, 1986), y que se proyectan en el mismo campo de variación que los leucogranitos en el diagrama antes mencionado. Parece evidente por tanto pensar que el origen de los ortogneises del tipo 1 sería similar, ya que estos presentan una composición isotópica parecida a las granulitas pelíticas de Beni Bousera (salvo la muestra C-22 que tiene gran cantidad de Sr radiogénico, posiblemente introducido en la roca con posterioridad a su

formación). Sin embargo, como se ha puesto de manifiesto en el apartado anterior, las metapelitas del basamento de la Caldera analizadas también presentan composiciones isotópicas similares (Figura 4.14).

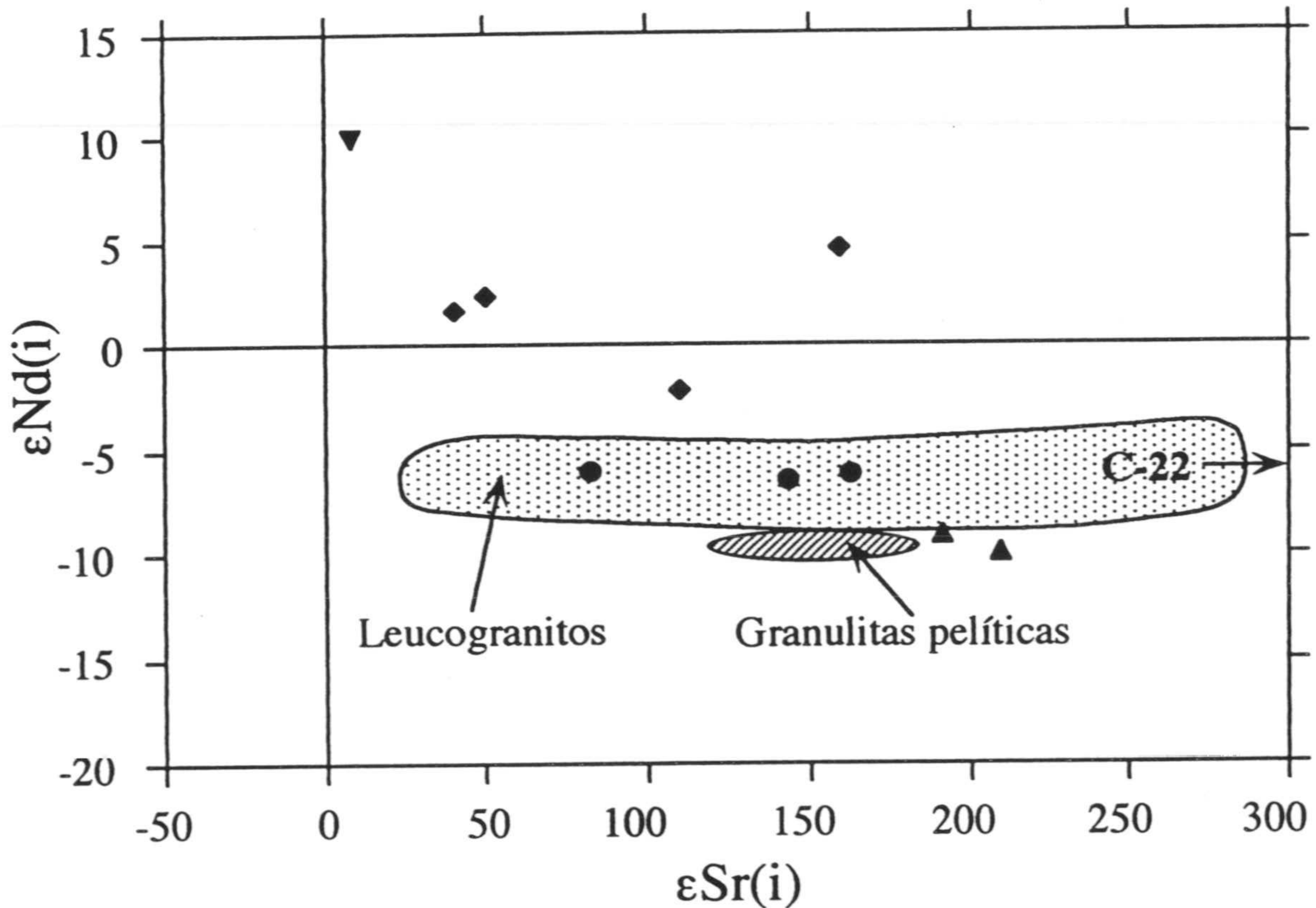


Figura 4.14. Diagrama $\epsilon\text{Nd}(i)$ vs. $\epsilon\text{Sr}(i)$. Círculos= ortogneises del tipo 1, rombos= ortogneises del tipo 2, triángulos hacia arriba= metapelitas, triángulo hacia abajo= roca básica. Campo punteado: leucogranitos hercínicos (Downes y Duthou, 1988), campo rallado: granulitas pelíticas de Beni Bousera (Ben Othman et al., 1984), valores recalculados a $t = 300$ m.a.

De lo anteriormente expuesto se deduce que hay dos posibles materiales fuente, ambos de composición muy similar, para explicar el origen de los ortogneises del tipo 1, y entre los que es difícil decidir con los datos que se disponen:

- Una primera posibilidad sería que el material fuente para la génesis de estas rocas fueran metapelitas similares a las que aparecen en contacto con los ortogneises y que constituyen el basamento de los mantos corticales del Complejo del Mulhacén. En este caso, el mecanismo que generaría los magmas podría estar asociado a los procesos de colisión y engrosamiento cortical (England y Thompson, 1986; Thompson, 1989; Lagarde et al.,

1992) al final de la orogenia hercínica. Los escasos enclaves que se han encontrado en estas rocas parecen también indicar que las metapelitas del basamento serían un potencial material fuente. Así, aunque la mineralogía original de estos enclaves está parcial o totalmente reemplazada, según los casos, por paragénesis metamórficas alpinas, parece claro que en general eran ricos en biotita e ilmenita, junto con una fase alumínica, siendo este tipo de enclaves típicos en la fusión parcial de metapelitas (Vielzeuf y Holloway, 1988; Patiño Douce y Johnston, 1991). Además estos minerales son constituyentes de las paragénesis metamórficas prealpinas encontradas en estas metapelitas (Puga y Díaz de Federico, 1976; Gómez Pugnaire y Franz, 1988).

- Otra posibilidad sería, al igual que para el caso de los leucogranitos del Macizo Central Francés antes mencionados, que el material fuente fuesen rocas procedentes de la Corteza Inferior, similares a las que afloran en algunos mantos Alpujárrides en las inmediaciones del contacto con cuerpos peridotíticos. En este caso un mecanismo de formación alternativo, o superpuesto, al anteriormente discutido podría estar en relación con el emplazamiento en niveles profundos de la corteza de magmas basálticos que contribuirían al calentamiento y la fusión parcial de la misma (Huppert y Sparks, 1988; Rottura et al., 1993). De hecho, son muchas las evidencias de la presencia de material gabroídico en relación con plutones graníticos hercínicos (Bea et al., 1987). Sin embargo, en este caso no existen evidencias, ni elementales, ni isotópicas, de la influencia de material de origen mantélico sobre estas rocas.

Otra fuente de información que nos proporciona el estudio isotópico del sistema Sm-Nd en este tipo de rocas está en relación con la edad modelo de los materiales corticales involucrados. Esta edad modelo se considera que refleja la edad de residencia en la corteza de estos materiales (O'Nions et al., 1983), que para un sistema cerrado correspondería al momento en el que el contenido en REE de una roca cortical se fraccionó del manto. Sin embargo, debido a la posibilidad del reciclaje de materiales corticales durante los distintos ciclos orogénicos, con la consiguiente mezcla de diversas fuentes isotópicas, esta edad modelo, más que datar un evento de fraccionación mantélica generador de material cortical, en realidad representaría una edad de residencia cortical aparente y en cualquier caso mínima con respecto a la edad de los materiales corticales involucrados más antiguos (Liew y Hofmann, 1988).

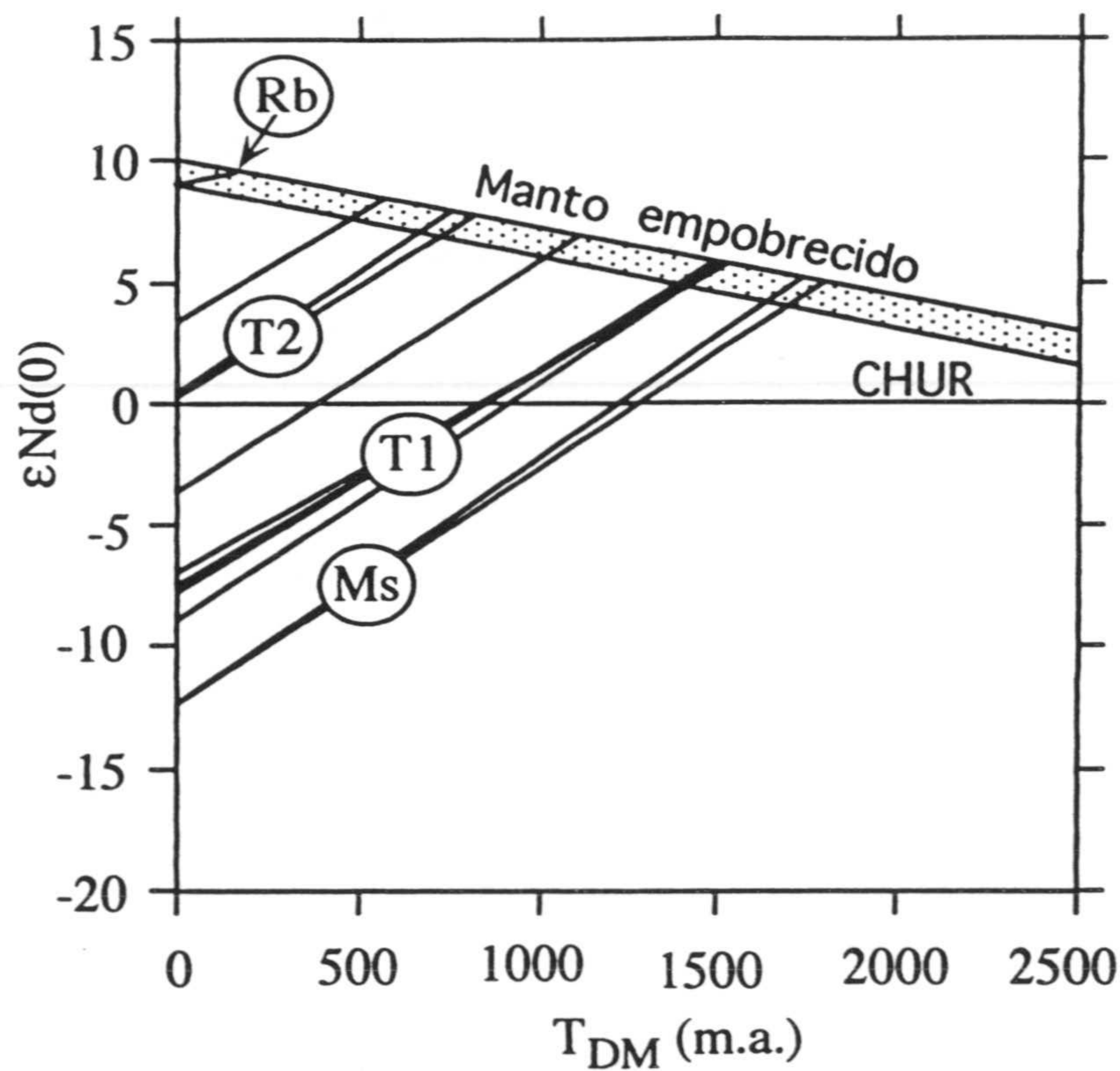


Figura 4.15. Diagrama $\epsilon_{Nd(0)}$ vs. T_{DM} . Rb= eclogita, T2= ortogneises del tipo 2, T1= ortogneises del tipo 1, Ms= metapelitas. Modelos de evolución del manto empobrecido según Michard et al. (1985) y Liew y Hofmann (1988).

En la Figura 4.15 se han representado los valores de T_{DM} calculados frente a $\epsilon_{Nd(0)}$ para las muestras analizadas. Este tipo de diagramas resultan útiles para visualizar la evolución de cada muestra por diferenciación con respecto a un manto empobrecido. Como podemos observar en esta figura, los ortogneises del tipo 1 presentan edades modelo en torno a 1500 m.a., correspondientes al Mesoproterozoico (Plumb, 1991). Edades similares presentan también las metapelitas analizadas (en torno a 1700 m.a.) y las granulitas pelíticas de Beni Bousera (entre 1400 y 1700 m.a.). Estas edades están, por otro lado, dentro del rango obtenido para otros granitos hercínicos europeos (Downes y Duthou, 1988; Liew y Hofmann, 1988) y de la Península Ibérica (Ortega Cuesta, 1995). Esto indica que, si las edades modelo son el resultado de la mezcla de dos o más componentes, dentro del basamento prehercínico europeo se puede detectar la presencia de materiales paleoproterozoicos o incluso arcaicos, hecho que por otro lado se ha puesto de manifiesto con dataciones U-Pb sobre zircones (Grünenfelder et al., 1984; Priem y Den Tex, 1984; Gebauer et al., 1989). Sin embargo, para el caso que nos ocupa, también cabría la posibilidad de que las edades modelo obtenidas representaran realmente eventos de formación cortical mesoproterozoicos.

Así, Allegret (1989) en su estudio geocronológico de U-Pb sobre zircones en ortogneises de la Zona Centro-Ibérica encuentra, para los ortogneises de "Ollo de Sapo" y de "Ledesma", intersecciones superiores con la línea de concordia entre 1750 y 1800 m.a. Por tanto, un evento de formación cortical en esta edad, junto con pequeños aportes de material mantélico posteriores, podrían explicar las edades modelo encontradas. En cualquier caso, lo que sí parece claro de los datos expuestos es que el material involucrado durante el ciclo hercínico en este sector estaría constituido por rocas corticales antiguas recicladas, con escasos o nulos aportes de material mantélico durante el paleozoico.

4.4.2. Ortogneises del tipo 2.

Este tipo de rocas se caracterizan por presentar una mayor variabilidad composicional que los ortogneises del tipo 1, con composiciones de intermedias a ácidas y carácter meta-alumínico a peralumínico moderado, y por mostrar indicios de influencia mantélica variable y una evolución más compleja que las rocas del grupo anterior. Desde el punto de vista tectónico se clasifican como granitos de intraplaca (Pearce et al., 1984). Su composición isotópica, en especial los valores de ϵNd_i , apuntan también hacia una influencia mantélica sobre materiales de origen cortical o viceversa. Todos estos factores hacen pensar que el origen de estas rocas podría estar relacionado con procesos de mezcla de magmas de origen mantélico con materiales corticales en un ambiente distensivo (Ewart et al., 1992). La edad estimada para este tipo de rocas, en torno al Trías Superior (c.f. Capítulo 6), las sitúan además en un proceso de rifting generalizado para todo el hercínico europeo con especial desarrollo en las zonas donde posteriormente se implantaría la orogenia Alpina (Ziegler, 1988, 1989).

En la discusión sobre la composición isotópica de estas rocas, se ha mostrado de forma individual para cada sistema isotópico que la mezcla simple ideal de un componente mantélico y otro cortical como los que afloran en el entorno donde aparecen estos gneises, no explica las variaciones isotópicas y elementales que estos presentan. Así, la mala correlación observada en las Figuras 4.12 y 4.13 se ha interpretado como la consecuencia de posibles heterogeneidades en el área fuente de los magmas. Sin embargo, cabe la posibilidad de que esta mala correlación se deba a variaciones en la composición elemental de la roca como consecuencia de la deformación y el metamorfismo sin alterar su composición isotópica, en especial el sistema Sm-Nd. Un caso similar a este supuesto ha sido descrito por Barovich y Patchett (1992). Estos autores muestran como en el tránsito gradual desde un

granito sin deformar hasta una ultramilonita se producen variaciones erráticas en la concentración de algunos elementos, así como en las razones $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, pero los sistemas Sm-Nd y Lu-Hf permanecen inalterados. Algo similar debió pasar para el caso de los ortogneises del tipo 2, ya que en el diagrama ϵNd_i frente a ϵSr_i (Figura 4.16) sí parecen mostrar una posición compatible con la mezcla de un componente mantélico con un componente cortical. En este diagrama se han representado las muestras analizadas junto con una serie de campos de comparación. Estos campos representan distintos grados de mezcla entre material mantélico y cortical, situándose los ortogneises del tipo 2 en una posición intermedia entre las rocas volcánicas asociadas a rifting descritas por Ewart et al. (1992) y las riolitas del margen andino descritas por Allègre y Ben Othman (1980).

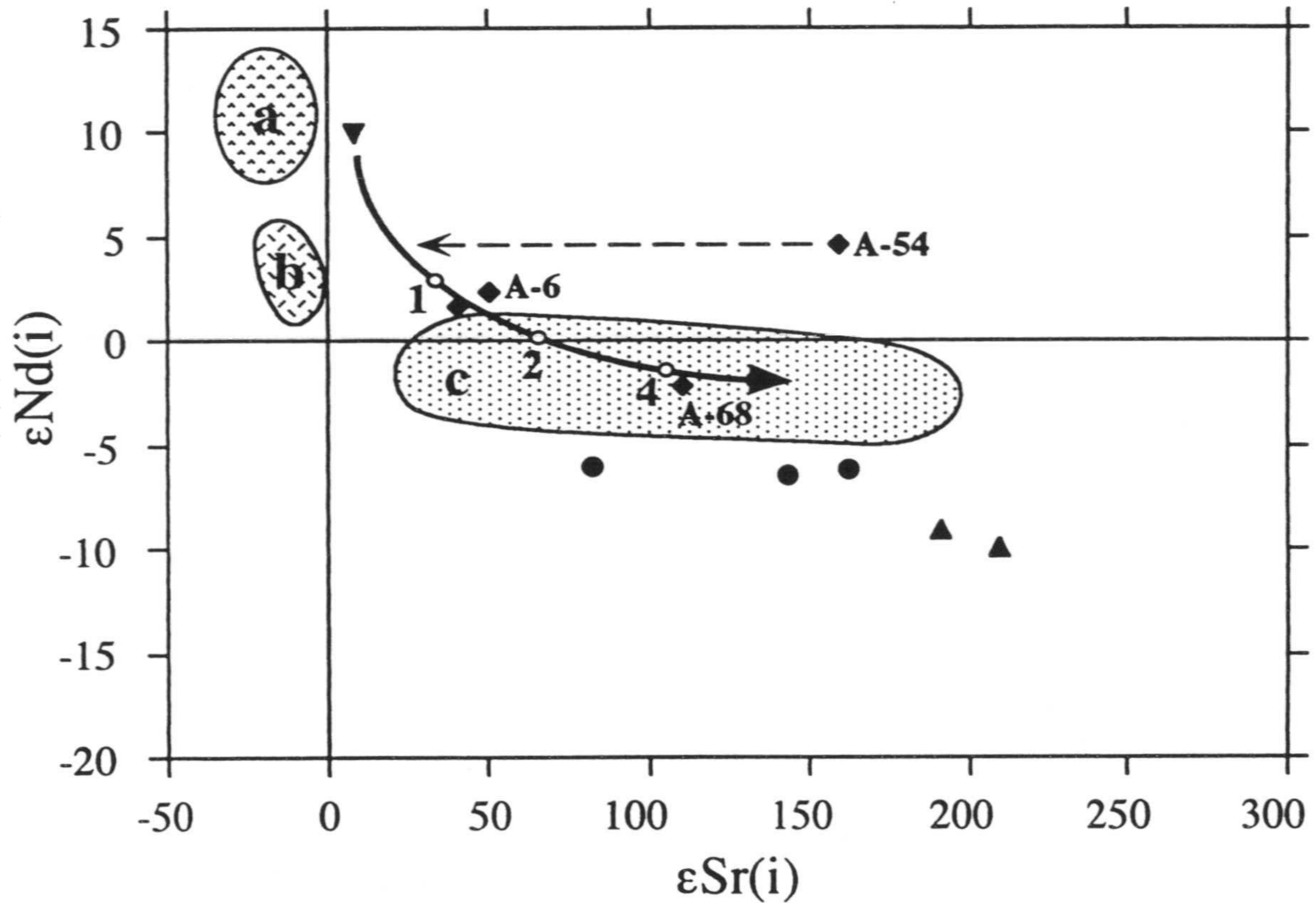


Figura 4.16. Diagrama $\epsilon\text{Nd}(i)$ vs. $\epsilon\text{Sr}(i)$. Círculos= ortogneises del tipo 1, rombos= ortogneises del tipo 2, triángulos hacia arriba= metapelitas, triángulo hacia abajo= roca básica. Campos: a= MORB (Saunders et al., 1988), b= rocas volcánicas asociadas a rifting (Ewart et al., 1992), c= riolitas asociadas a subducción (Allègre y Ben Othman, 1980).

Por otro lado, podemos observar que los ortogneises del tipo 2 se proyectan a lo largo de una curva de evolución, marcada con trazo grueso,

que conectaría rocas de composición similar a la eclogita analizada con rocas de afinidad cortical (bajos ϵNd_i y altos ϵSr_i). La única roca que se proyecta fuera de esta línea de evolución (muestra A-54) probablemente presente un enriquecimiento en Sr radiogénico como consecuencia de la deformación, al igual que se discutió para la muestra C-22. Si este es el caso, la flecha con trazo discontinuo muestra cual pudo ser la posición original de esta roca en la curva de mezcla. Sobre esta curva de mezcla se han extrapolado los valores de la razón entre la masa del componente cortical involucrado y la del componente mantélico (m^c/m^m) calculados por Allègre y Ben Othman (1980) para mezclas entre un componente mantélico tipo MORB y rocas corticales promedio, mostrando los ortogneises del tipo 2 valores de la razón m^c/m^m entre 0.5 y 4. Para las muestras A-6 y A-68 se ha calculado esta razón con las ecuaciones propuestas por los autores antes mencionados y con las razones estimadas de la concentración de Nd y Sr entre el componente cortical y el mantélico que sugieren, pero considerando que la mezcla se produce entre un componente mantélico representado por la eclogita analizada y un componente cortical representado por las metapelitas. Los valores de la razón m^c/m^m así obtenidos, para el caso de la muestra A-6, oscilan entre 0.47 para el Nd y 2 para el Sr. Si tenemos en cuenta que el sistema Rb-Sr ha podido sufrir modificaciones durante la posterior evolución metamórfica de las rocas involucradas en el cálculo, parece razonable suponer que para el caso de la muestra A-6 la razón m^c/m^m estaría en torno a 1/2. Procediendo de igual modo, para la muestra A-68 esta razón estaría en torno a 1 ($m^c/m^m_{Nd} = 1.04$).

De estos cálculos, llama la atención el observar que para una roca de composición riolítica como la A-68 se puedan estimar proporciones de mezcla entre componente cortical y componente mantélico de 1:1. Para entender el significado real de estas proporciones, hay que considerar, como punto de partida, que se cumple la asunción en la que se basa la construcción de isocronas de roca total, esto es, que en el proceso de cristalización fraccionada de un magma en equilibrio, la composición isotópica inicial (i.e., $^{143}Nd/^{144}Nd$, $^{87}Sr/^{86}Sr$) de las distintas rocas resultantes de este proceso permanece constante, aunque cambien las razones elementales (i.e., Sm/Nd, Rb/Sr). Teniendo esto en cuenta, se pueden considerar dos situaciones extremas para la mezcla entre las cuales se pueden dar todos los casos intermedios:

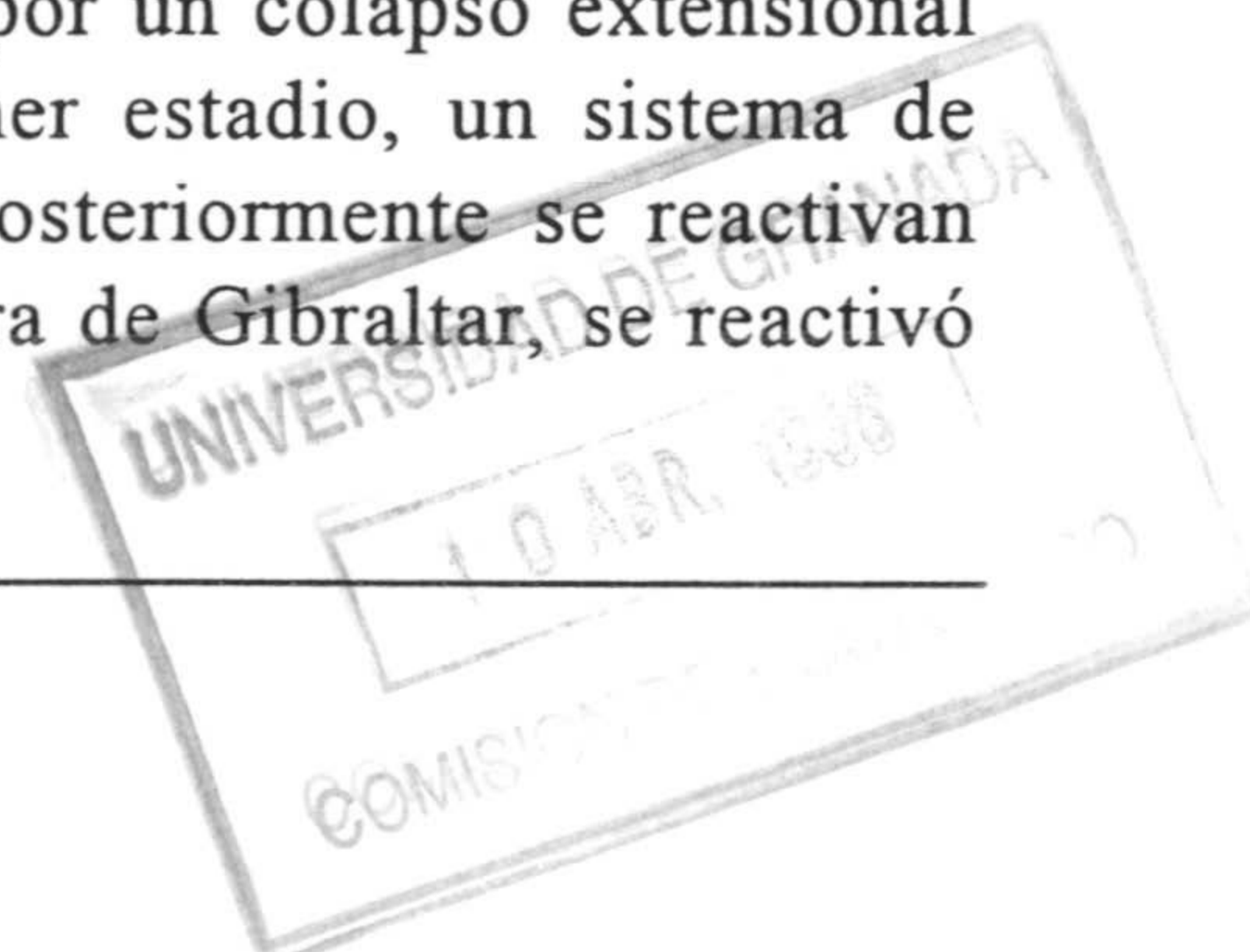
- La mezcla se produce directamente entre un magma basáltico y material cortical. En este caso, se generaría un magma de composición intermedia, que posteriormente por cristalización fraccionada dentro de la cámara magmática produciría líquidos residuales de composición ácida que se

concentrarían en la parte alta de dicha cámara. El modelo sería similar al mostrado por DePaolo et al. (1992) en la figura 7 de estos autores. Además, la evidencia en este último caso de que magmas con bajos contenidos en sílice (c.a. 55 % SiO₂) tienen aproximadamente la misma composición isotópica de Nd que otros magmas asociados ricos en sílice (Musselwhite et al., 1989; Johnson, 1991) apoya el hecho de que la mezcla, en este caso, se produce directamente entre material basáltico y rocas corticales en la parte baja de la cámara magmática (DePaolo et al., 1992).

- Otra posibilidad sería la sugerida por Allègre y Ben Othman (1980), consistente en que la mezcla se produce entre rocas corticales y un componente mantélico tipo MORB, pero presentando este un grado de diferenciación moderada (andesita-dacita) o alta (riolita) según los casos.

En resumen, suponiendo que los términos extremos elegidos para la mezcla tengan una composición similar a los reales y que las asunciones en las que se basan este tipo de cálculos se aproximen a la realidad, la variabilidad isotópica observada en los ortogneises del tipo 2 se podría explicar por mezclas entre material cortical y mantélico en proporciones que oscilan de 1:2 a 1:1. Según Farmer y DePaolo (1983, 1984), este tipo de situaciones estarían relacionadas con aportes mantélicos importantes sobre una Corteza Continental adelgazada.

Las conclusiones a las que se puede llegar con el estudio y modelización de la composición isotópica de los ortogneises del tipo 2 indican que este tipo de rocas se habrían generado en un ambiente distensivo, con una Corteza Continental adelgazada, y en la que habría importantes aportes de material procedentes de la fusión parcial de rocas mantélicas. Estos aportes mantélicos, durante su ascenso, interaccionarían con las rocas corticales que atraviesan dando lugar a diversos grados de asimilación y mezcla previos a su extrusión final. Este ambiente de formación deducido, junto con la secuencia de materiales constituyentes de las coberteras de los mantos corticales del complejo del Mulhacén donde estas rocas aparecen, encajaría bastante bien en el marco geodinámico general establecido para este sector de la cadena alpina durante el final del Paleozoico y comienzos del Cenozoico (Arthaud y Matte, 1975, 1977; Ziegler, 1988, 1989). La transición entre el final del ciclo hercínico y el comienzo del alpino se caracteriza por un colapso extensional del orógeno hercínico que desarrolla, en un primer estadio, un sistema de fallas de desgarre dexas a escala cortical que posteriormente se reactivan como fallas lítricas. Así, la zona de fractura dextra de Gibraltar, se reactivó



durante el Trias Inferior, evolucionando durante el Trias Medio y Superior en una zona de rift a lo largo de la cual se produjo el avance del Tethys hacia el oeste (Mäkel, 1985; Ricou, 1994). En este escenario se produce además una importante actividad volcánica, favorecida por la tectónica extensional, y que contribuye al relleno de las cuencas sinrift originadas (Ziegler, 1988; Sopena et al., 1988). El resultado del relleno de estas cuencas es una secuencia de materiales discordantes sobre el basamento hercínico, constituida por sedimentos detríticos continentales y marinos someros entre los que se depositan rocas volcánicas y volcanoclásticas, generalmente de composición andesítica a riolítica y carácter calcoalcalino, dando paso hacia el techo de la secuencia al establecimiento de una plataforma carbonatada (carbonatos del Muschelkalk). La posterior evolución durante el Jurásico (Ricou, 1994) de estos sistemas de rift triásicos daría paso, para el caso del Complejo del Mulhacén, a la completa apertura de la cuenca y desarrollo de un suelo oceánico (Puga, 1990).

5. METAMORFISMO.

5.1. INTRODUCCIÓN.

Las rocas de composición granítica s.l. son un constituyente importante de los dominios orogénicos, y se han utilizado extensamente como marcadores de la deformación en estos dominios (Gapais, 1987 y referencias en su interior). Sin embargo, han recibido mucha menor atención desde el punto de vista de la evolución metamórfica de estos dominios, habiéndose centrado este tipo de estudios en otras litologías tales como metapelitas y rocas básicas. Las razones se deben a varios motivos, de entre los cuales se pueden destacar los siguientes:

- En general el número de fases presentes en los ortogneises es muy pequeño (e.g., Qtz + Pl + Ms \pm Bt) por lo que la varianza del sistema suele ser demasiado alta como para poder extraer información petrogenética relevante de los equilibrios presentes.
- La estabilidad de algunas de las asociaciones más comunes en un diagrama P-T es demasiado amplia. Esto pasa por ejemplo para el sistema KMASH estudiado experimentalmente por Massonne y Schreyer (1987). Así, en este sistema la asociación Ms (fengita) + Bt (flogopita) + Kfs + Qtz presenta un campo de estabilidad que abarca desde unos 300 °C hasta 700 °C y un rango de presiones que oscila entre unos 3-4 kb hasta 15-18 kb.
- La composición de estas rocas y la de las fases minerales que contienen normalmente se suele alejar bastante de las composiciones que se han usado en la mayoría de las calibraciones termobarométricas publicadas, por lo que su utilización pueda ser dudosa. Por ejemplo, la mayoría de las calibraciones, tanto experimentales como empíricas, del geotermómetro granate-biotita se han realizado en rocas de composición pelítica, en las

que por un lado suele estar presente algún aluminosilicato, que satura al resto de fases en aluminio, y por otro la composición de granate y biotita suele ser distinta a la que aparece en rocas gneísicas, sobre todo para el caso del granate que suele ser muy rico en grosularia en estas rocas.

- La mayoría de las redes petrogenéticas publicadas para sistemas de composición similar, tales como KNASH, CNASH y CKNASH, (Thompson, 1974; Thompson y Thompson, 1976; Thompson y Algor, 1977; Thompson y Tracy, 1979) presentan, involucradas en gran parte de las reacciones calibradas, algún aluminosilicato, que no suele aparecer en los ortogneises.
- Las rocas de composición granítica s.l. suelen mostrar un mayor grado de retrogradación que otras rocas con las que aparecen asociadas. Este hecho suele ser típico para el caso de terrenos metamórficos de alta presión. Así, aunque existen casos descritos de metagranitos que conservan casi intactas las paragénesis de alta presión (Compagnoni y Maffeo, 1974), en general estas paragénesis se conservan mucho mejor en las rocas básicas asociadas. Esto ha dado lugar a la controversia de si las eclogitas que aparecen en algunas regiones (SO de Noruega, Alpes Centrales) representan rocas alóctonas de origen mantélico emplazadas tectónicamente en los materiales corticales junto con los que ahora aparecen o si ambos tipos de rocas se habrían metamorfozido bajo las mismas condiciones (Ernst, 1977; Lappin y Smith, 1978; Krogh, 1980; Heinrich, 1982). Como expone este último autor, la razón estaría asociada al hecho de que mientras que las rocas de composición básica en facies de eclogitas necesitan un aporte de H₂O externo para su retrogradación (i.e., la retrogradación implica la hidratación de la roca), las metapelitas y gneises en facies de eclogitas se retrogradan a facies de anfíbolitas o esquistos verdes mediante reacciones que implican la deshidratación de la roca (e.g., Mu (rica en Si) + Pg + Grt --> Mu (pobre en Si) + Bt + Pl + H₂O), por lo que a igualdad de otras condiciones la retrogradación de estos últimos protolitos se ve favorecida con respecto a la de las rocas básicas.

Por estas razones, el estudio del metamorfismo en los ortogneises a veces puede ser difícil, y en general no ha alcanzado el desarrollo al que se ha llegado en otras litologías. Por otro lado, las reacciones metamórficas presentes en rocas de composición granítica en un amplio campo de P y T son en general de carácter continuo, por lo que la localización en un diagrama PT de estas reacciones en función de la composición de la paragénesis considerada se puede emplear como método alternativo a la termobarometría

convencional en este tipo de rocas (Le Goff y Ballèvre, 1990). Por tanto, el uso de la termobarometría de multiequilibrio puede solventar algunos de los problemas antes mencionados, dado que existen bases de datos termodinámicos internamente consistentes en las que están incluidos la práctica totalidad de las fases de interés en el metamorfismo de estas rocas (Berman, 1988; Holland y Powell, 1985, 1990). El problema, sin embargo, es que no siempre se logra obtener un conjunto de reacciones linealmente independientes con las paragénesis encontradas.

5.2. RELACIONES BLASTESIS-DEFORMACIÓN.

Un primer paso en el estudio de las relaciones blastesis-deformación consiste en el establecimiento de las fases de deformación que la roca refleja. Al principio de este trabajo (Tabla 1.1) se han expuesto los eventos deformacionales observados en las rocas del Complejo del Mulhacén en su conjunto. Sin embargo, para el caso de los ortogneises las fases de deformación observadas son menores, hecho que sin duda está asociado al peor desarrollo de estructuras penetrativas en estas rocas. Así, en ninguna de las muestras de ortogneises estudiadas se ha observado la presencia clara de más de una foliación, mientras que en la mayoría de las metapelitas de los alrededores este tipo de observaciones suelen ser comunes. Por tanto, para el caso de los ortogneises estudiados en este trabajo las fases de deformación presentes, y respecto a las cuales se pueden relacionar las distintas asociaciones minerales observadas, se reducen a las siguientes:

- **D₁**: Esta fase de deformación sería la sincinemática con el evento de alta presión, y en los ortogneises estudiados sólo se ha identificado con claridad en el afloramiento del Prado del Cebollar. En este afloramiento, aparecen micas de pequeño tamaño, con contenidos en sílice de hasta 3.4 a.f.u. (normalizados a 11 oxígenos) que rodean a porfidoclastos de moscovita de probable origen ígneo o postmagmático, con contenidos en sílice en torno a 3.0 a.f.u. (Foto 21, Lám. 11). En este caso, la foliación S₁ identificada está definida por moscovita rica en fengita y biotita marrón, que constituyen dominios que alternan con otros ricos en cuarzo. En el resto de ortogneises estudiados esta foliación S₁ no se ha identificado con claridad, ya que las paragénesis de alta presión aparecen en rocas que carecen de deformación penetrativa a escala centimétrica, y que generalmente presentan textura granoblástica.
- **D₂**: Esta fase de deformación es la que origina la esquistosidad más aparente (S₂) en todas las litologías a escala regional en el Complejo del

Mulhacén. Para el caso de los ortogneises leucocratos, la foliación S_2 suele estar definida por moscovita con bajos contenidos en fengita y, en menor proporción, biotita verde-oliva, mientras que en los gneises melanocratos, esta foliación está definida por la orientación subparalela de biotita verde-oliva y anfíbol, con cantidades menores de moscovita. La paragénesis asociada a esta foliación regional, por tanto, es la correspondiente al metamorfismo de presión y temperatura intermedias, ya que en ningún caso se ha encontrado, por ejemplo, granate que sea sincinemático con esta foliación o que esté en equilibrio textural o químico con la biotita que la define, mientras que es común encontrar biotitas que se forman a expensas del granate y que definen esta foliación.

- **post- D_2** : Dentro de este apartado se han incluido algunas asociaciones encontradas, sobre todo en gneises melanocratos, constituidas por biotita verde y clorita, que en algunos casos parecen definir una foliación grosera superpuesta a S_2 . Aunque no está muy claro el origen de esta foliación en las rocas estudiadas, este podría estar asociado a un evento extensional dúctil en facies de esquistos verdes. En cualquier caso, ni esta foliación, ni la asociación antes mencionada, aparecen de forma sistemática en los ortogneises, sino que sólo se han observado en las proximidades de contactos extensionales importantes, por ejemplo en la vertiente Sur de Sierra Nevada.

En las Tablas 3.1 y 3.2 del Capítulo 3 se han presentado de forma sintética las etapas en las que cristalizan cada una de las fases observadas. Así, las paragénesis minerales que aparecen durante la etapa de alta presión serían sincinemáticas con S_1 para el caso de los ortogneises del Prado del Cebollar, no quedando claro la relación con esta etapa de deformación para el resto de paragénesis de alta presión reconocidas por la ausencia generalizada de orientación preferente de los minerales integrantes de dicha paragénesis. Por contra, la práctica totalidad de las paragénesis de presión y temperatura intermedias reconocidas en todos los litotipos presentan una orientación subparalela que define la foliación S_2 .

5.3. PARAGÉNESIS MINERALES.

Dado que, como se ha mencionado en el apartado anterior, las relaciones blastesis-deformación no representan un criterio general para la identificación de paragénesis minerales, sobre todo para el caso de las paragénesis de alta presión, esta identificación se ha basado en las relaciones mutuas que presentan los distintos minerales integrantes de una asociación, así como en

criterios químicos y de estabilidad mineral. En la discusión que sigue, el término “asociación” hace referencia al conjunto de minerales que aparecen en una roca, estén o no en equilibrio, mientras que “paragénesis” hace referencia a las asociaciones en equilibrio.

5.3.1. Metamorfismo de alta presión.

Asociaciones de fases minerales, adjudicables a este primer evento metamórfico, se han encontrado en los metagranitos y ortogneises del tipo 1 y en las rocas de skarn asociadas a estos. Para el caso de los ortogneises del tipo 2, dado que suelen presentar un mayor grado de deformación que los anteriores, las asociaciones adjudicables a este evento metamórfico aparecen muy retrogradadas e incompletas, estando en la mayoría de los casos representadas por fengita y granate parcialmente retrogradado. A continuación se describen las principales paragénesis encontradas en cada tipo de roca, en las que no se han incluido algunos accesorios que podrían formar parte de la misma, aunque no está muy claro, tales como turmalina o apatito, ni tampoco se ha incluido, en los ortogneises, el cuarzo que está presente en todos los casos. Por otro lado el feldespató potásico, en rocas con paragénesis de alta presión y con escaso desarrollo de otros eventos metamórficos y/o retrogresiones posteriores, aparece como pequeños cristales neoformados alrededor de los porfidoclastos de origen ígneo, y en menor medida en la matriz de la roca. Por tanto, aunque las evidencias texturales no son concluyentes, se ha incluido este mineral en la paragénesis de alta presión. En las paragénesis y asociaciones que siguen, y en las de los apartados siguientes, Ms_1 significa moscovita con alto grado de sustitución fengítica ($Si = 3.35$ a 3.40), y Ms_2 moscovita con un moderado grado de sustitución fengítica ($Si = 3.2$ a 3.3).

- **Kfs + Jd + Ms_1 + Bt + Gt + Ep + Rt.** Esta paragénesis aparece en los metagranitos y ortogneises del Prado del Cebollar. En ningún caso se ha detectado mediante microsonda la presencia de Jd, aunque está claro, desde el punto de vista textural, que este mineral formó parte de la paragénesis de alta presión antes mencionada. Sin embargo, como se verá más adelante, los resultados obtenidos mediante termobarometría de multiequilibrio para esta paragénesis son idénticos, independientemente de cual sea la fase sódica considerada en equilibrio (i.e., albita o jadeita). Por otro lado, es importante hacer notar que esta paragénesis es la única en la que se ha constatado, tanto desde el punto de vista textural como químico, que la biotita, de color marrón rojizo, aparece en equilibrio con el granate.

- **Kfs + Pl + Ms₁ + Gt + Ep.** Esta paragénesis es la que suele aparecer en metagranitos, ortogneises ojosos poco deformados y ortogneises granoblásticos en el metagranito de Lubrín. También es la que se ha encontrado en los ortogneises leucocratos del tipo 2. En este caso, la ausencia de jadeita en la paragénesis está muy clara desde el punto de vista textural, ya que la plagioclasa idiomorfa ígnea todavía se conserva en la mayoría de las rocas como inclusiones en porfidoclastos de Kfs.
- **Kfs + Pl + Ms₂ + Bt + Gt + Ep + Rt + Ky.** Esta asociación aparece en un metagranito porfídico con enclaves, sin evidencias de deformación a escala decimétrica, del metagranito de Lubrín, y es el único sitio en el que se ha identificado a un aluminosilicato, distena en este caso, dentro de los ortogneises. Los minerales integrantes de esta asociación, aunque parecen estar en equilibrio textural en algunos puntos, no lo están desde el punto de vista químico. Ni siquiera se ha podido constatar la existencia generalizada de equilibrio químico en los distintos microdominios que la roca presenta, como suele ser típico para el caso de otros metagranitos con paragénesis de alta presión (Koons et al., 1987; Rubbo et al., 1991; Nieto y Compagnoni, 1994). De hecho, por ejemplo aplicando el geobarómetro Grt-Ms-Als-Qtz (Hodges y Crowley, 1985) a asociaciones de estos minerales en contacto y en aparente equilibrio textural, se obtienen presiones negativas. Por otro lado, el granate de esta asociación es muy rico en almandino, con contenidos en este componente en general superiores al 90 %. Este granate aparece en contacto con micas con un contenido en sílice en torno a 3.2 a.f.u. Por tanto, aplicando la reciente calibración experimental en el sistema KFASH para la asociación Ms + Alm + Ky + Qtz (Massonne, 1995) obtendríamos presiones de equilibrio de la asociación en torno a 20 kb para una temperatura de 550 °C, que están claramente por encima del límite superior de presión que se puede estimar para esta asociación dada la presencia en la roca de plagioclasa idiomorfa de origen ígneo. Por tanto, parece claro que esta asociación, aunque formada en su totalidad durante el evento de alta presión, no constituye una paragénesis dada la falta de equilibrio entre los distintos minerales integrantes de la misma.
- **Omp + Grt + Ms₁ + Qtz + Rt ± Gln ± Zo.** Esta paragénesis aparece en rocas de skarn ricas en Na en las inmediaciones de la localidad de El Chive, y como se verá más adelante los resultados termobarométricos que se pueden obtener con esta paragénesis son similares a los obtenidos con los metagranitos adyacentes.

- **Cpx + Grt + Anf + Qtz + Ep.** Esta paragénesis, que aparece en rocas de skarn pobres en Na, en un principio se pensó que podía corresponder a la original del skarn, pero posteriormente se comprobó que estaba equilibrada en condiciones de alta presión, que no son compatibles con las bajas presiones que se pueden estimar para el emplazamiento de los granitos y la formación de rocas de skarns.
- **Qtz + Ms₂ + Grt + St + Ctd + Ky + Rt.** Por último, dentro de las metapelitas con grafito del basamento, se han seleccionado dos muestras que presentan la paragénesis alpina de mayores condiciones P-T observadas en estas rocas. Desde el punto de vista textural, la paragénesis antes mencionada en las muestras seleccionadas sería pre-D₂, por lo que podría haberse formado durante la etapa de alta presión. El objetivo de estudiar estas rocas ha sido, para el caso de la muestra C-53, contrastar los resultados obtenidos en otras litologías próximas y comprobar si la paragénesis podría haberse formado en condiciones de alta presión. Para el caso de la muestra A-55 el objetivo ha sido obtener información de la P y T de equilibrio para las rocas del Manto de las Sabinas, ya que la mayoría de las paragénesis de alta presión encontradas están lo suficientemente retrogradadas como para que las estimaciones de P y T que en ellas se puedan hacer sean imprecisas.

5.3.2. Metamorfismo de presión y temperatura intermedias.

En general, los ortogneises estudiados se suelen reequilibrar casi por completo durante el evento de presión y temperatura intermedias, presentando asociaciones con una varianza alta como puede ser por ejemplo la asociación **Pl + Ms₂ + Qtz ± Kfs ± Ep ± Bt** (esta última muy escasa o inexistente en la mayoría de los casos), que es la constituyente de la mayoría de las rocas más leucocratas deformadas. Este hecho, unido a la ausencia de granate en esta paragénesis, hace que no haya sido posible estimar las condiciones de P y T para las rocas leucocratas estudiadas. Por otro lado, para el caso de los ortogneises melanocratos, la paragénesis **Anf + Pl + Bt + Ms₂ + Qtz ± Kfs ± Ep ± Spn** es la representativa de este evento metamórfico. Esta paragénesis permite la estimación de la temperatura de equilibrio con el par Anf-Pl (Holland y Blundy, 1994), aunque con cierta imprecisión ya que el contenido en anortita de la plagioclasa ($An < 10$) es menor que el sugerido por los autores para el uso de este termómetro. La estimación de la presión, aunque también en condiciones no ideales ya que no está claro que el Kfs esté en equilibrio en esta paragénesis, se puede hacer con el barómetro gráfico de Massonne y Schreyer (1987). Por tanto, aunque este evento metamórfico es el

más común en las rocas estudiadas, no ha sido posible caracterizar con precisión las condiciones de P y T en las que se ha desarrollado.

5.4. ESTIMACIÓN DE LAS CONDICIONES P-T.

En los apartados siguientes se exponen las estimaciones termobarométricas realizadas en las paragénesis anteriormente descritas. En los Apartados 5.4.1 y 5.4.2 se exponen estas estimaciones, en cada una de las rocas seleccionadas, siguiendo distintos métodos y de forma independiente, para finalmente en el Apartado 5.5 discutir los resultados obtenidos y compararlos con estimaciones previas en otras litologías.

5.4.1. Termobarometría convencional.

La práctica totalidad de los termómetros y barómetros empleados están recogidos en el programa Thermobarometry (versión 1.9 de 1995) de Spear y Kohn (Spear et al., 1991), salvo el termómetro Anf-Pl de Holland y Blundy (1994) y el barómetro gráfico de Massonne y Schreyer (1987), cuyos resultados, para cada muestra en la que se han empleado, se han incluido en los diagramas P-T generados con el programa antes mencionado. A continuación se exponen los resultados obtenidos en las muestras seleccionadas como representativas de cada una de las paragénesis reconocidas en las que ha sido posible caracterizar las condiciones P y T de formación. Aunque sólo se dan, para cada paragénesis, los resultados de una sola muestra, en las otras muestras estudiadas de la misma paragénesis se obtienen resultados similares, por lo que las conclusiones expuestas para cada muestra se consideran representativas de todas las muestras próximas con la misma paragénesis. En todos los casos se ha intentado seleccionar muestras, o dominios dentro de estas, que estén lo más próximos al equilibrio, i.e., se han rechazado para este estudio aquellos que presentaban más de una paragénesis, minerales con bordes alterados, minerales fuertemente zonados, etc., y en el caso de existir pequeñas zonaciones, se han seleccionado pares centro-centro y borde-borde para su comparación.

A-30

Esta muestra es un metagranito porfídico representativo del afloramiento del Prado del Cebollar, y presenta la paragénesis $Kfs + Jd + Ms_1 + Bt + Gt + Ep + Rt$. Los resultados obtenidos con el geotermómetro granate-fengita (Green y Hellman, 1982) se han representado en la Figura 5.1. En esta figura también se han representado las isopletras de $Si = 3.2$ a 3.4 (Massonne y

Schreyer, 1987) y la reacción $Ab \rightarrow Jd + Qtz$ (Holland, 1980). Dado que la muestra presenta contenidos en Si máximos en torno a 3.4 a.f.u., esto indicaría una presión mínima de equilibrio de la paragénesis en torno a 12.5 kb para la temperatura obtenida con el par Grt-Ph (unos 625 °C). Por otro lado, y aunque no ha sido posible detectar mediante microsonda la presencia de jadeita, las texturas de intercrecimiento de albita, fengita dactilítica y zoisita presentes en los dominios de antiguas plagioclasas ígneas, similares a las descritas en otros metagranitos de alta presión (Compagnoni y Maffeo, 1974), permiten suponer que provienen de la desestabilización de cristales de jadeita previos. Si esto es así, la presión mínima estimada para esta paragénesis estaría en torno a unos 16 kb para una temperatura de 650 °C.

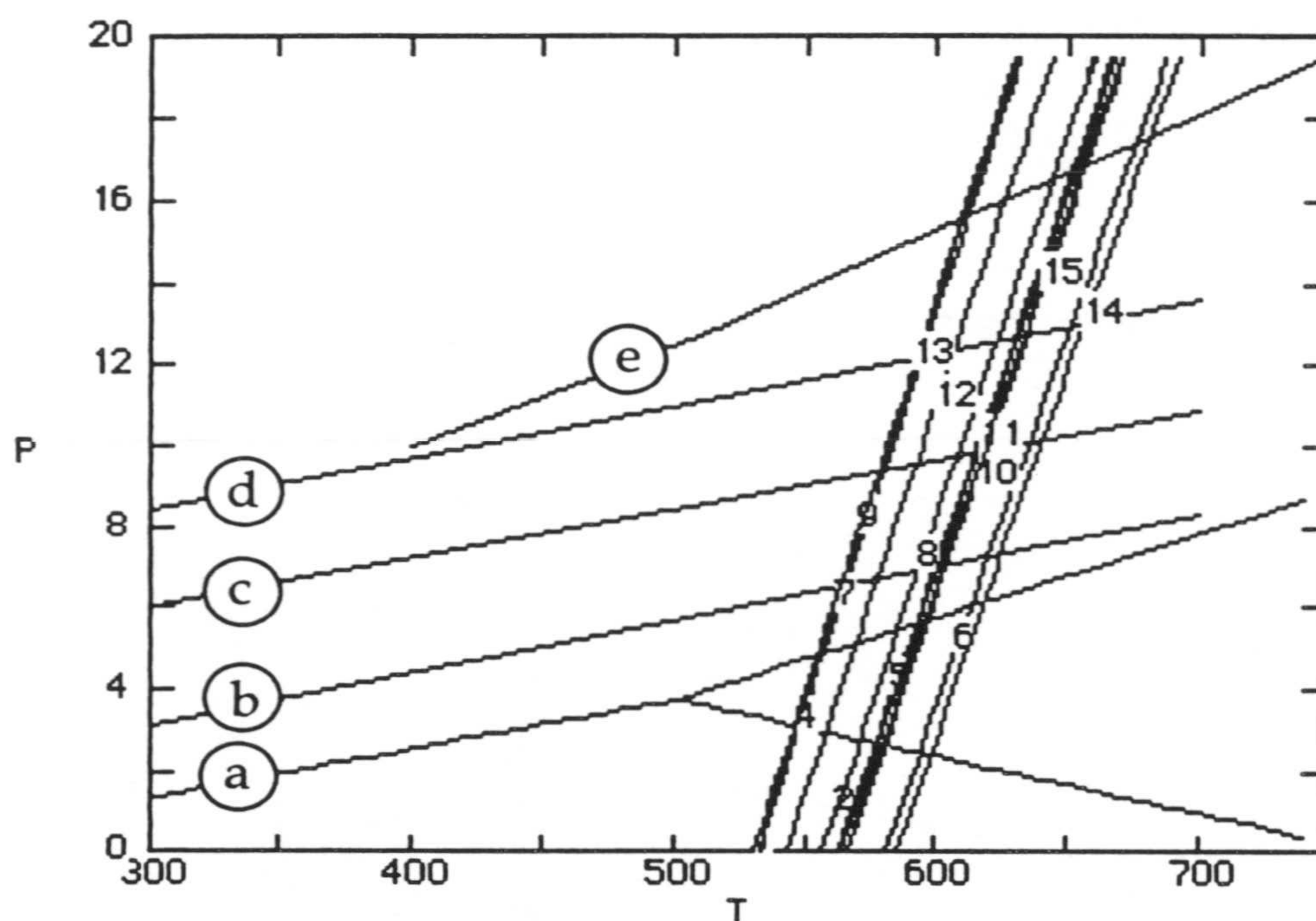


Figura 5.1. Diagrama P-T de la muestra A-30. (a): punto triple And-Sill-Ky (Holdaway, 1971), (b) a (d): isopletas de Si = 3.2 a 3.4 (Massonne y Schreyer, 1978), (e): $Ab \rightarrow Jd + Qtz$ (Holland, 1980). (1) a (15): pares Grt-Ph (Green y Hellman, 1982).

Como ya se ha mencionado, esta es la única asociación reconocida en la que biotita y granate serían paragenéticos, por tanto se puede emplear el geotermómetro Grt-Bt. En la Figura 5.2 se han representado los valores obtenidos con las distintas calibraciones de este geotermómetro para un par, en claro equilibrio textural, representativo de esta paragénesis (este par, junto con el resto de fases paragenéticas, es el que se ha empleado en la estimación P-T con THERMOCALC que se discutirá más adelante). Las temperaturas

obtenidas muestran una gran dispersión, entre unos 600 y 700 °C. Los calibrados representados en esta figura son los siguientes:

- (1) Ferry y Spear (1978).
- (2) Hodges y Spear (1982).
- (3) Ganguly y Saxena (1984), modelo de solución simétrico del granate.
- (4) Ganguly y Saxena (1984), modelo de solución asimétrico del granate. Se representa fuera del campo P-T considerado, con una temperatura de unos 800 °C a 16 kb.
- (5) Perchuk y Lavrent'eva (1983)
- (6) Indares y Martignole (1985) con el modelo de solución del granate de Ganguly y Saxena (1984)
- (7) Indares y Martignole (1985) con el modelo de solución del granate de Hodges y Spear (1982)
- (8) Ferry y Spear (1978) con el modelo de solución del granate de Berman (1990).

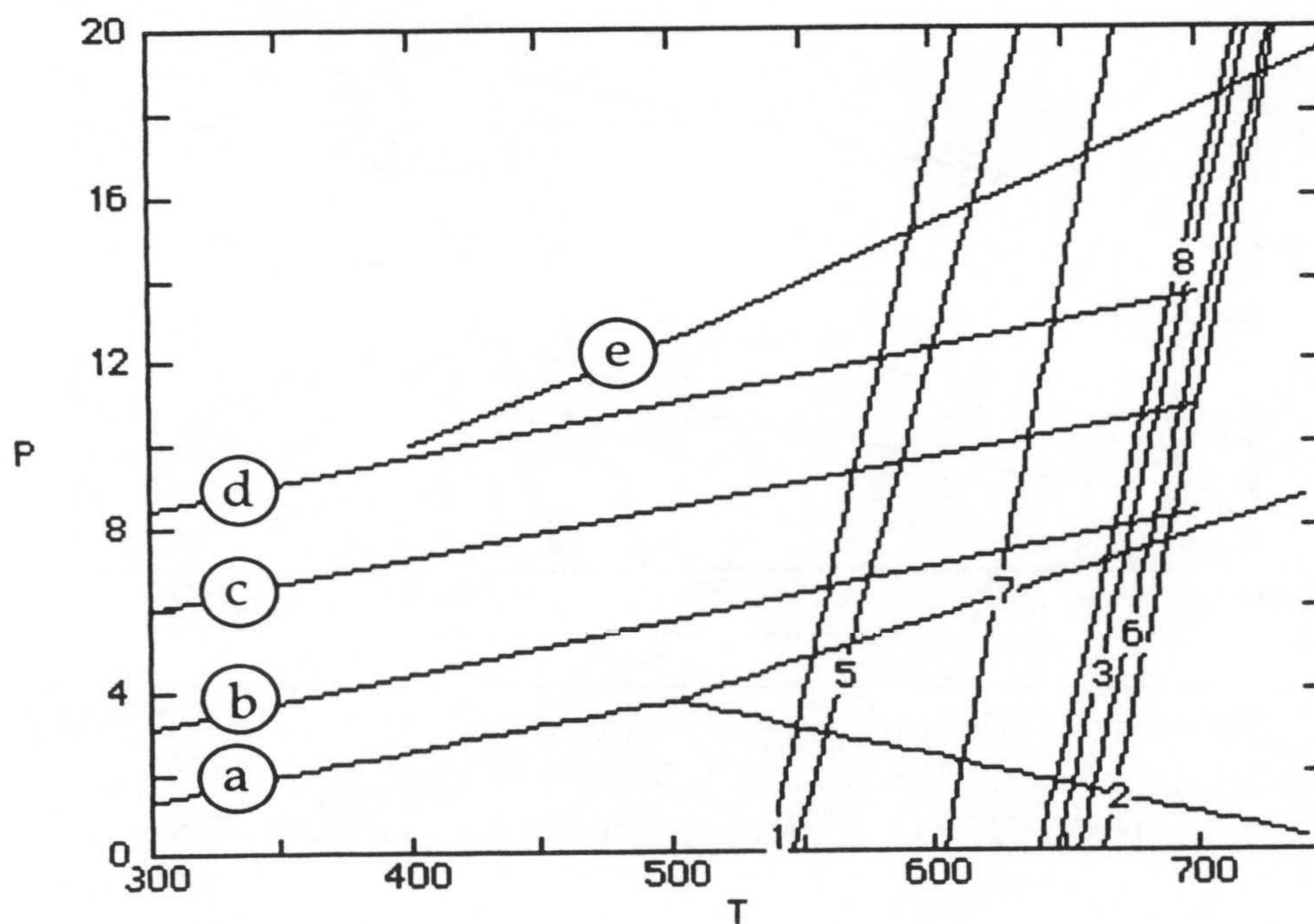


Figura 5.2. Diagrama P-T de la muestra A-30. (a) a (e) como en la Figura 5.1. (1) a (8): resultados obtenidos para un mismo par Grt-Bt con las distintas calibraciones publicadas (explicación en el texto).

Las temperaturas obtenidas con los calibrados de Ferry y Spear (1978) y Perchuk y Lavrent'eva (1983) son las más bajas. Estos calibrados, por otro

lado, no son muy adecuados para la composición del granate utilizado, ya que este es rico en Ca (Grs = 33.6 %), por lo que se considera que la temperatura de equilibrio de este par está en torno a los 700 °C a 16 kb. En general, para el resto de pares utilizados, y con los calibrados que consideran el efecto del contenido en Ca del granate, se obtienen temperaturas unos 50 °C superiores a las obtenidas con los pares Grt-Ph. Por tanto, los resultados termobarométricos obtenidos para esta muestra indican que, si suponemos que la jadeita forma parte de la paragénesis de alta presión, la temperatura de equilibrio estaría en torno a 650-700 °C, a presiones de 16-18 kb.

C-66

Esta muestra es un típico ortogneis granoblástico del metagranito de Lubrín, y presenta la paragénesis Kfs + Pl + Ms₁ + Gt + Ep. La muestra en su conjunto presenta un alto grado de equilibrio textural, y carece de fases formadas en paragénesis posteriores.

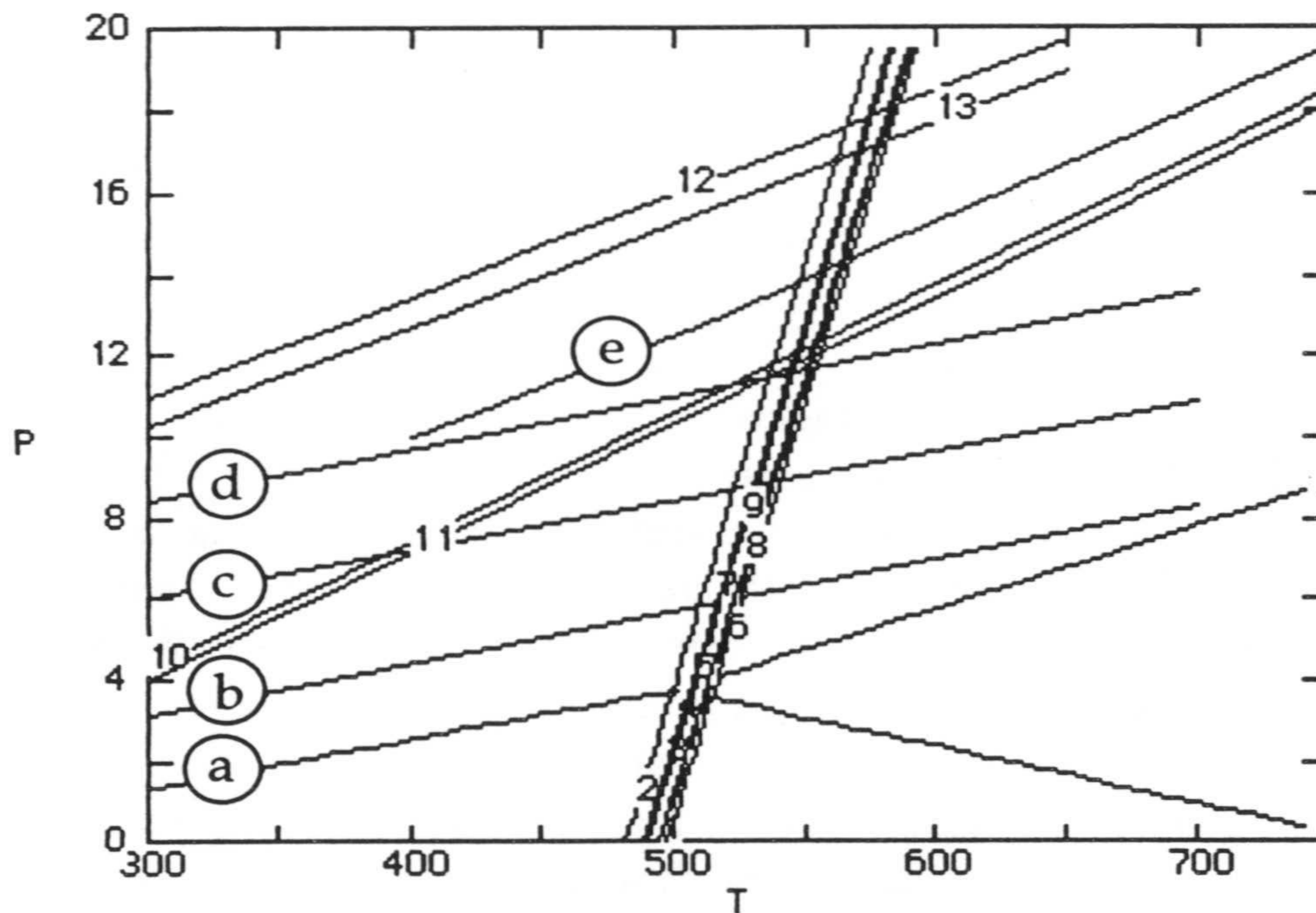


Figura 5.3. Diagrama P-T de la muestra C-66. (a) a (e) como en la Figura 5.1. (1) a (9): pares Grt-Ph (Green y Hellman, 1982), (10) y (11): barómetro Ms+Pl+Grt+Qtz (Hodges y Crowley, 1985), (12) y (13): barómetro Ms+Pl+Grt+Qtz (Hoisch, 1990).

En la Figura 5.3 podemos observar que los pares Grt-Ph presentan escasa dispersión, con una temperatura de unos 550 °C a 12 kb. La presión mínima de equilibrio de la paragénesis se puede estimar en unos 12 kb con el barómetro gráfico de Massonne y Schreyer (1987) para el máximo valor

medido del contenido en sílice de la moscovita ($Si = 3.38$), y la presión máxima vendría dada por la reacción $Ab \rightarrow Jd + Qtz$, ya que en todo el metagranito de Lubrín existen claras evidencias de que no se ha llegado a esta reacción. En la Figura 5.3 se han representado también dos calibraciones distintas del barómetro $Ms+Pl+Grt+Qtz$. La primera de ellas (líneas 10 y 11) es la calibración de Hodges y Crowley (1985) para la reacción de transferencia neta $Alm + Grs + Ms + Qtz \rightarrow Pl$, y la segunda (líneas 12 y 13) es la calibración de Hoisch (1990) para la reacción $Py + Grs + Ms + Qtz \rightarrow An + Mg-Al\ Cel$. Dado que los granates en esta muestra (y en el resto de ortogneises granoblásticos estudiados) son soluciones sólidas casi puras entre los términos Grs y Alm ($Py < 1\%$), parece más adecuada la calibración de Hodges y Crowley. Además, los resultados obtenidos con esta calibración, similares a los obtenidos a partir del contenido en sílice de la moscovita, están de acuerdo con los límites máximo y mínimo de presión antes expuestos para esta roca. Por tanto, se puede estimar que la presión y temperatura de equilibrio de estos ortogneises estaría en torno a 12 kb y 550 °C respectivamente.

C-36/C-76

Estas dos muestras, separadas entre sí unos 5 cm. (por eso se consideran de forma conjunta) provienen de un skarn rico en Na, equilibrado en facies eclogíticas, que aparece en las inmediaciones de la localidad de El Chive. Presentan la paragénesis $Omp + Grt + Ms_1 + Qtz + Rt$. La estimación de la presión de equilibrio de esta paragénesis, obtenida a partir del contenido en Jd de la onfacita (Holland, 1980; Gasparick y Lindsley, 1980) oscila entre 12 y 15 kb en función de la temperatura considerada (Figura 5.4). La composición de las onfacitas analizadas es relativamente constante, con contenidos en Jd que oscilan de unos cristales a otros entre 41.8 y 51.1 %. Por otro lado, la estimación de la presión que se puede obtener a partir del contenido en sílice máximo de la moscovita ($Si = 3.38$) estaría en torno a 12 kb a la temperatura de equilibrio de los pares $Grt-Ph$. Los pares $Grt-Ph$ analizados presentan una temperatura de equilibrio relativamente constante (unos 580 °C a 12 kb, y 600 °C a 14 kb), sin embargo los pares $Grt-Cpx$ presentan una mayor dispersión (Figura 5.4). Esta dispersión se debe a pequeñas variaciones en la composición de granate y onfacita de unos cristales a otros, o dentro de un mismo cristal de centro a borde. Así, los cristales de granate presentan un ligero aumento hacia el borde del contenido en Alm , mientras que los de onfacita, o no presentan zonación, o si la presentan esta se caracteriza por un ligero aumento del contenido en Jd hacia el borde, lo que se pone de manifiesto en aumentos de unos 50 °C entre pares

Grt(centro)-Cpx(centro) y Grt(borde)-Cpx(borde). Por tanto, las condiciones de climax inferidas para esta paragénesis se situarían en unos 550-600 °C y 14-15 kb.

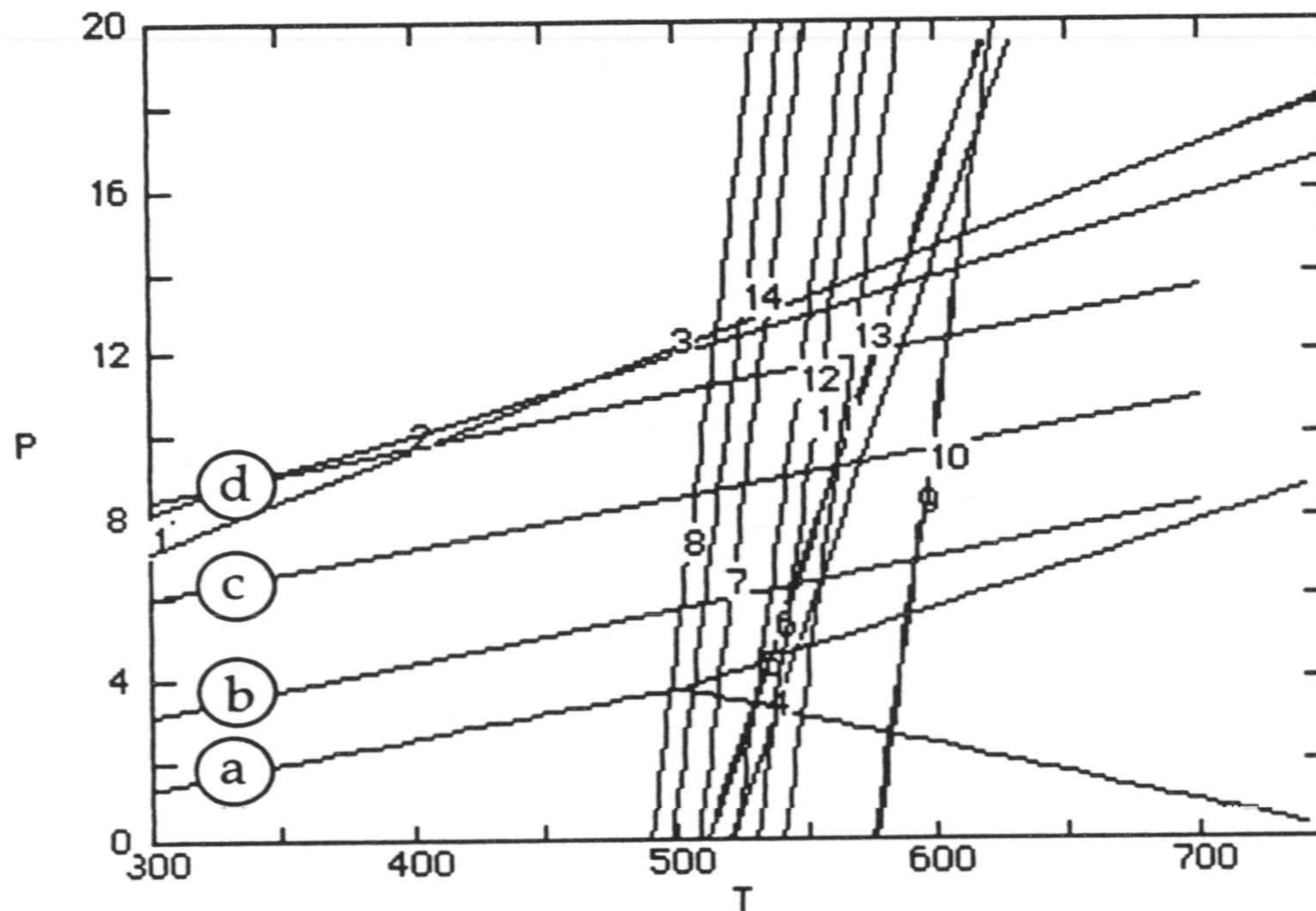


Figura 5.4. Diagrama P-T de las muestras C-36 y C-76. (a) a (d) como en la Figura 5.1. (1) y (2): % Jd (Gasparick y Lindsley, 1980), (3): % Jd (Holland, 1980), (4) a (6): pares Grt-Ph (Green y Hellman, 1982), (7) a (14): pares Grt-Cpx (Ellis y Green, 1979).

C-90

La información sobre las condiciones P-T de equilibrio que suministra esta muestra son escasas, como podemos ver en la Figura 5.5. La muestra es un skarn pobre en Na procedente de la Solana de los Martínez, y presenta la paragénesis Cpx + Grt + Anf + Qtz + Ep. En esta muestra sólo ha sido posible estimar, mediante termobarometría convencional, la temperatura de equilibrio, que se situaría entre 550 y 600 °C en función de la presión considerada. Como veremos más adelante, la presión y temperatura de esta paragénesis se han podido estimar mediante termobarometría del multiequilibrio.

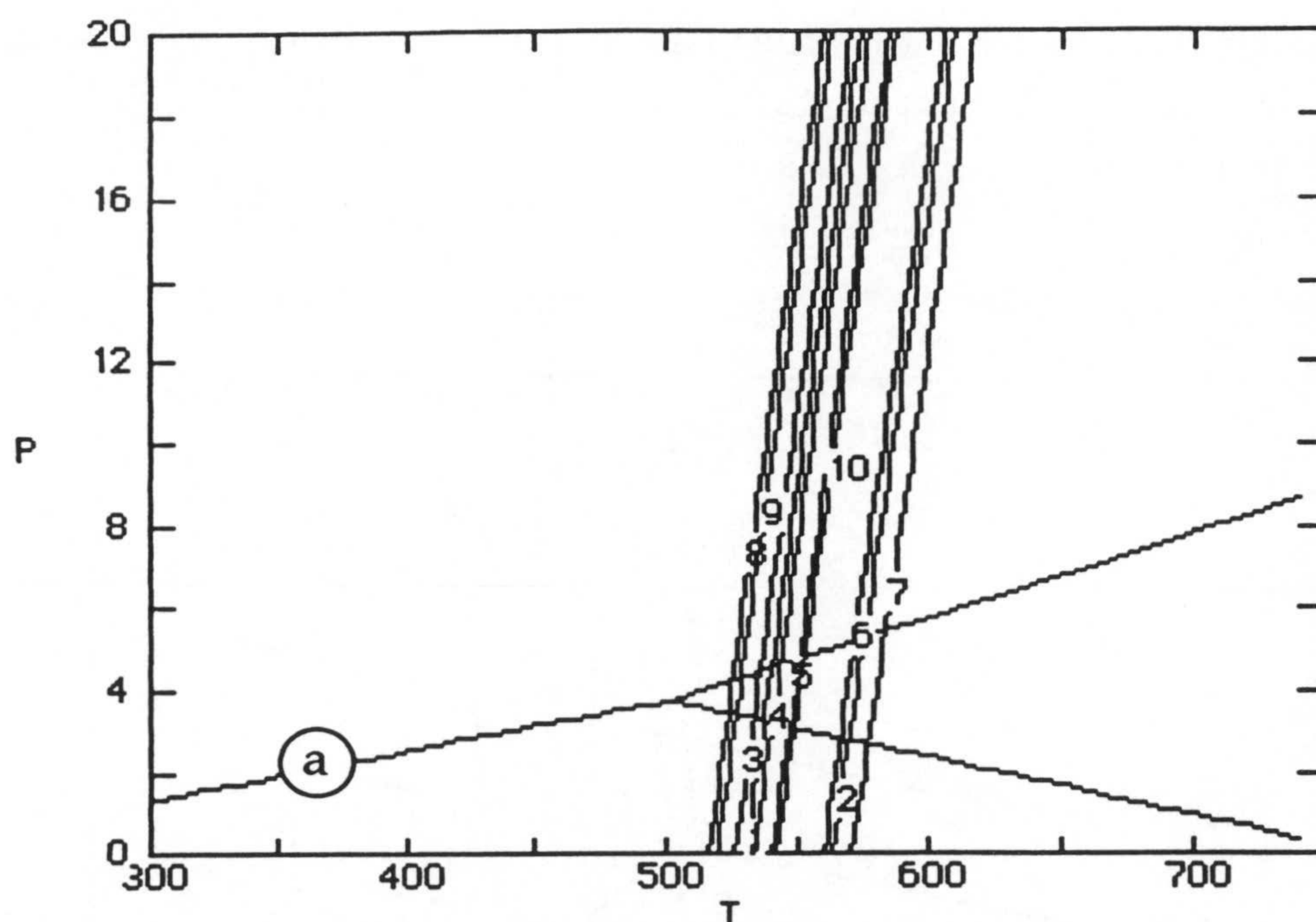


Figura 5.5. Diagrama P-T de la muestra C-90. (e) como en la Figura 5.1. (1) a (10): pares Grt-Cpx (Ellis y Green, 1979).

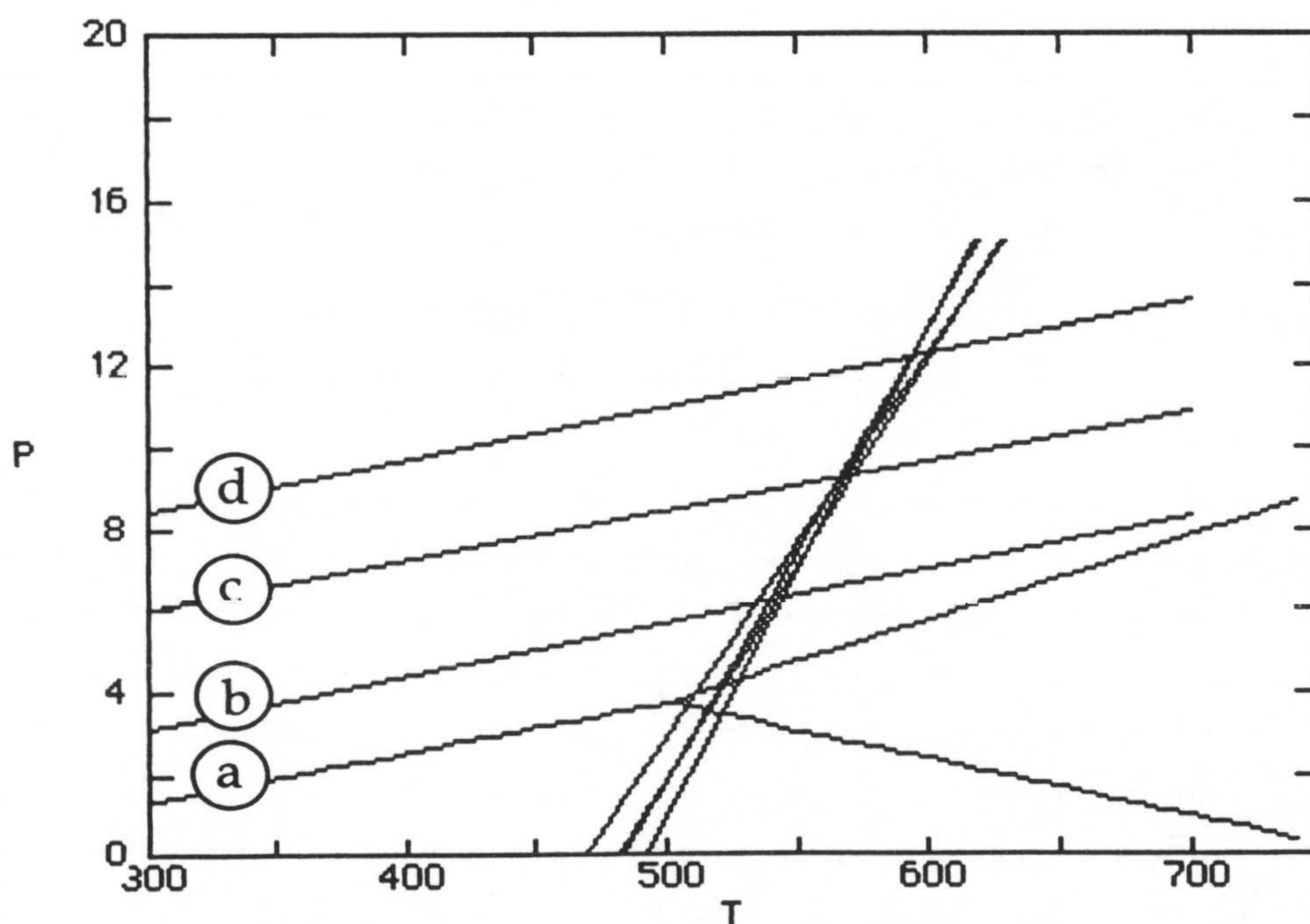


Figura 5.6. Diagrama P-T de la muestra C-51. (a) a (d) como en la Figura 5.1. Las líneas con una pendiente en torno a 60° corresponden a pares Anf-Pl (Holland y Blundy, 1994).

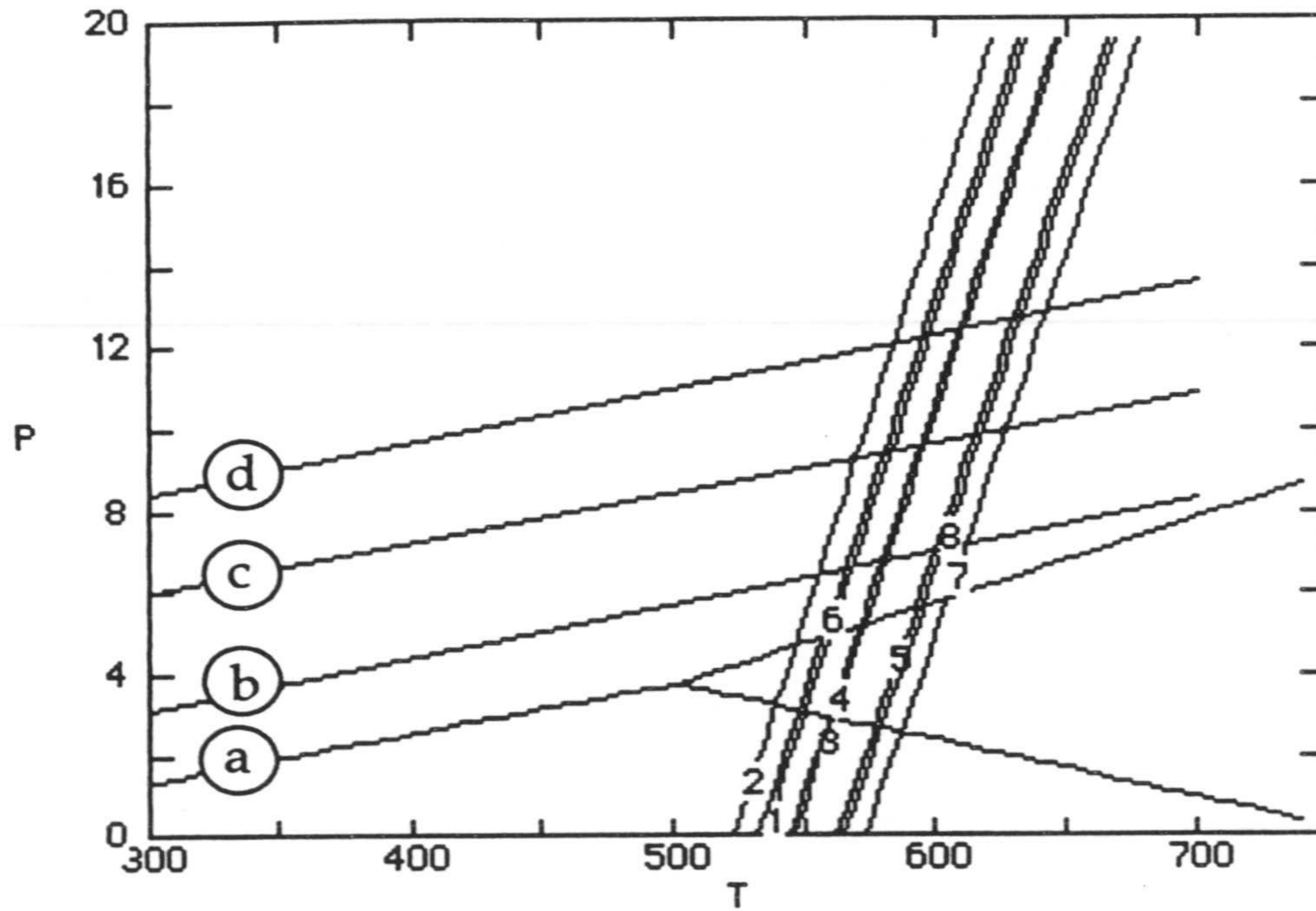


Figura 5.7. Diagrama P-T de la muestra A-55. (a) a (d) como en la Figura 5.1. (1) a (8): pares Grt-Ph (Green y Hellman, 1982).

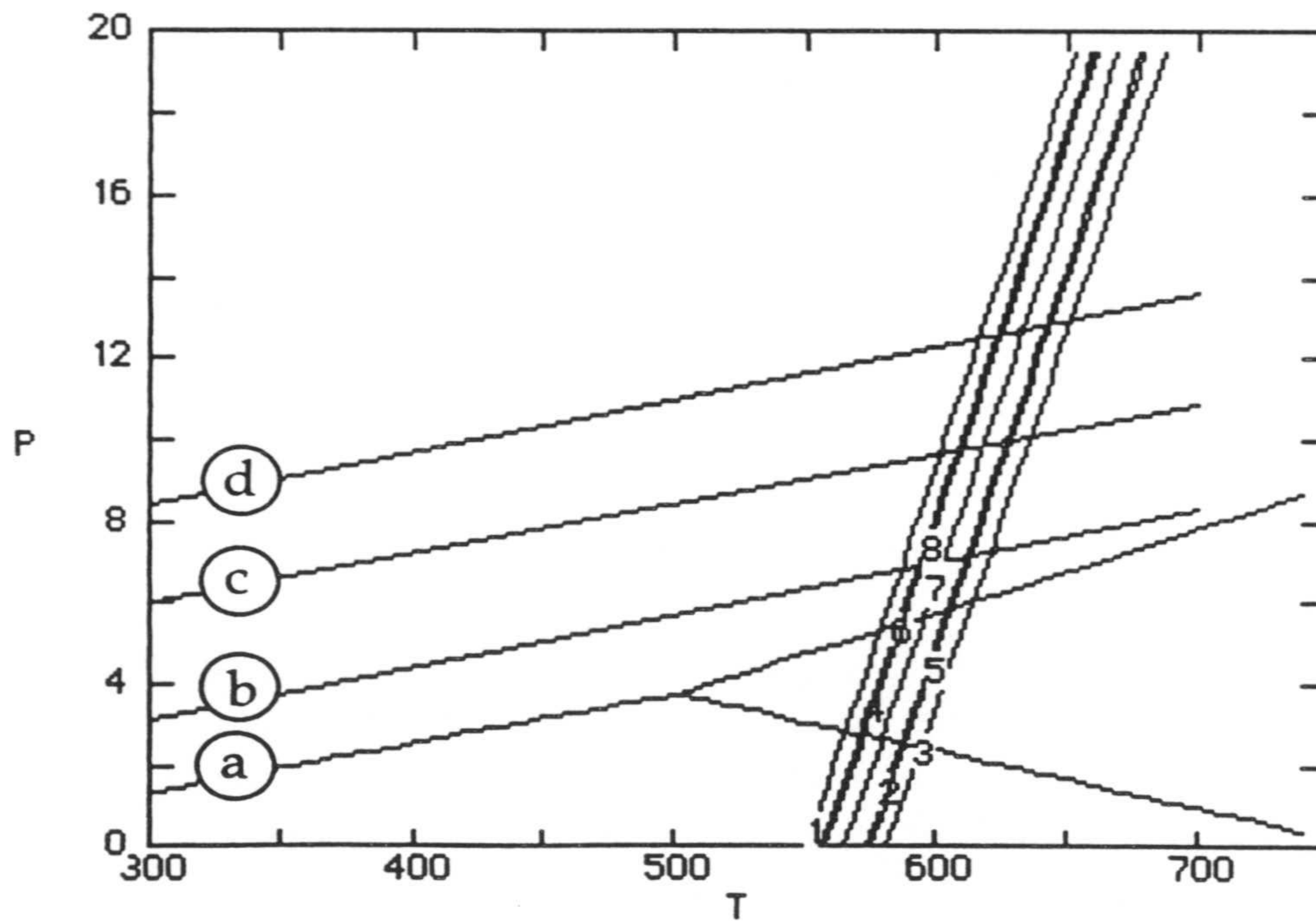


Figura 5.8. Diagrama P-T de la muestra C-53. (a) a (d) como en la Figura 5.1. (1) a (8): pares Grt-Ph (Green y Hellman, 1982).

C-51

Esta muestra se presenta como un ejemplo de paragénesis de presión y temperatura intermedias en las rocas estudiadas. Corresponde a un gneis anfibólico de la Carretera de Lijar a Chercos, y presenta la paragénesis $Anf + Pl + Bt + Ms_2 + Qtz + Ep \pm Spn$. Como ya se ha mencionado, la información P-T que se puede obtener en las paragénesis de presión y temperatura intermedias es escasa o nula, en función de que exista o no Ms y pares Anf-Pl. En este caso, coexisten ambos, con lo cual, aunque fuera de los rangos composicionales establecidos por los distintos autores, se pueden estimar P y T. Así, la presión mínima vendría dada por el máximo contenido en sílice, de 3.28 a.f.u., lo que equivale a unos 8 kb a la temperatura estimada (Figura 5.6). Por otro lado, esta temperatura de equilibrio se sitúa en torno a los 570 °C. Por tanto, esto podría representar unas condiciones P-T del climax del segundo evento metamórfico de unos 570 °C y 8 kb, aunque como se ha mencionado estos cálculos están sujetos a serias limitaciones.

A-55/C-53

Estas dos muestras provienen de esquistos con grafito del basamento. En el primer caso (A-55) se trata de un micaesquisto del basamento del Manto de las Sabinas procedente de la Carretera de Sierra Nevada, y en el segundo (C-53) de un micaesquisto de similares características al anterior y procedente del basamento del Manto de la Caldera en las inmediaciones de la Solana de los Martínez. Estas rocas presentan la paragénesis $Qtz + Ms_2 + Grt + St + Ctd + Ky + Rt$, que se ha interpretado como correspondiente al evento de alta presión (pre-D₂), aunque otros autores consideran esta paragénesis como pre-a sin-D₂ (Martínez Martínez, 1986; Soto, 1991). Para la muestra A-55, el contenido máximo en sílice de la moscovita está en torno a 3.19 a.f.u., y para la C-53 en torno a 3.22 a.f.u., lo cual equivale a unas presiones de 7 kb para las temperaturas obtenidas con el termómetro Grt-Ph (Figuras 5.7 y 5.8).

5.4.2. Termobarometría de multiequilibrio.

La aproximación a la mejor estimación de la presión y la temperatura de equilibrio del conjunto de reacciones linealmente independientes definidas por una asociación mineral que se ha seguido en este trabajo ha sido la desarrollada por Powell y Holland (1988). Las razones por las que esta aproximación parece más adecuada con respecto a otras publicadas (Berman, 1991; Gordon, 1992) se exponen detalladamente en Powell y Holland (1994) y están en relación con la forma de calcular la P y T medias y el modo de

propagar los errores iniciales sobre este cálculo. Por tanto, en este trabajo se ha usado el programa THERMOCALC (Powell y Holland, 1988) en su versión 2.3 de 1995, con la base de datos de Holland y Powell (1985, 1990) actualizada a Agosto de 1995. Los resultados obtenidos, para las muestras anteriores en las que se ha podido definir un conjunto de reacciones linealmente independientes, se describen a continuación.

A-30

En las Tablas 5.1 y 5.2 se han representado los resultados obtenidos para la paragénesis $Kfs + Ms_1 + Bt + Gt + Ep + Rt + Jd/Ab$. En el primer caso (Tabla 5.1) se ha supuesto que la fase sódica en equilibrio es albita, y en el segundo (Tabla 5.2) jadeita. Sin embargo, como podemos observar los resultados obtenidos en ambos casos son idénticos.

Los resultados obtenidos de 738 ± 48 °C y 18.8 ± 2.7 kb abarcan, dentro del rango de error, a los que se habían obtenido anteriormente mediante termobarometría convencional y además son compatibles con la posible presencia de jadeita en la paragénesis como se había concluido a partir de las texturas que esta roca presenta. Sin embargo, plantean una cuestión interesante, ya que según los experimentos de fusión de rocas de composición granítica (Huang y Wyllie, 1975, 1981; Wyllie, 1983; Johannes, 1984), en estas condiciones se produciría la fusión parcial de la roca. Este hecho también se ha planteado para el caso de otras rocas de composición granítica o pelítica metamorfizadas a alta o muy alta presión. Así, para los esquistos blancos con piropo y coesita del macizo del Dora Maira algunos autores asumen un climax metamórfico con un fluido pobre en H_2O para explicar la ausencia de fusión parcial de la roca (Chopin, 1984, 1986), mientras que otros mantienen que se dio fusión parcial (Schreyer et al., 1987; Sharp et al., 1993) aunque esta puede no ser ahora evidente debido a la posterior deformación de las rocas. Sin embargo, Biino y Compagnoni (1992) ponen de manifiesto, para metagranitos sin deformar de la misma unidad, que en estas rocas no se observan indicios, ni texturales, ni macroscópicos de esta fusión, ni siquiera en los contactos entre bordes de grano, asumiendo por tanto una baja actividad de H_2O durante el metamorfismo. Algo similar se puede concluir para los metagranitos y ortogneises del Prado del Cebollar, ya que en ningún caso se han observado evidencias de fusión parcial de estas rocas, ni a escala macroscópica, ni a escala microscópica en los metagranitos menos deformados. Para contrastar esta posibilidad, se ha calculado qué efecto tendría sobre el metamorfismo de estas rocas la presencia de un fluido mezcla de H_2O y CO_2 . No se han considerado otros diluyentes extraños (N_2 , CH_4 ,

```

THERMOCALC v2.3, © Roger Powell and Tim Holland
(thermodynamic dataset produced at 12.03 on Tue 29 Aug, 1995)

an independent set of reactions has been calculated

Rock name : (for x(H2O) = 1.0)

      py   alm   phl   ann   east   naph   mu   cel
a      7.23e-4 0.209 0.0128 0.167 0.00757 8.71e-5 0.427 0.171
sd(a)/a 0.74570 0.15000 0.47192 0.18169 0.50014 1.1e+2 0.10000 0.20637

      ksp    q    ab    H2O
a      0.932  1.00  1.00  1.00
sd(a)/a 0.05000  0    0    0

reactions
1)  phl + east + 6q = py + 2cel
2)  east + 4cel = py + phl + 4ksp + 4H2O
3)  2east + 6q = py + mu + cel
4)  alm + 3east + 6q = 2py + ann + 2mu
5)  ann + mu + 3cel + ab = alm + naph + 5ksp + 4H2O

calculations
      P(T)  sd(P)    a  sd(a)    b    c    ln_K  sd(ln_K)
1      23.3   3.36  70.16  3.11  0.00375  -2.664  -1.522  1.095
2      15.4   3.28 189.82  7.55 -0.26980  3.853   0.076  1.323
3      18.5   4.16  47.88  5.21  0.00196  -2.652  -0.082  1.269
4      21.0   8.49  69.10  7.69 -0.01179  -2.134  -1.740  2.138
5      23.4  243.27 177.03  8.72 -0.25542  3.622  -3.327 114.813

Rock : average PT (for x(H2O) = 1.0)

T = 738°C, sd = 48,
P = 18.8 kbars, sd = 2.7, cor = 0.428, f = 1.35

```

Tabla 5.1. Resultados obtenidos para la muestra A-30 con THERMOCALC (Powell y Holland, 1988). La fase sódica considerada en equilibrio es albita.

THERMOCALC v2.3, © Roger Powell and Tim Holland
(thermodynamic dataset produced at 12.03 on Tue 29 Aug, 1995)

an independent set of reactions has been calculated

Rock name : (for x(H2O) = 1.0)

	py	alm	phl	ann	east	naph	mu	cel
a	7.23e-4	0.209	0.0128	0.167	0.00757	8.71e-5	0.427	0.171
sd(a)/a	0.74570	0.15000	0.47192	0.18169	0.50014	1.1e+2	0.10000	0.20637

	ksp	q	jd	H2O
a	0.932	1.00	1.00	1.00
sd(a)/a	0.05000	0	0	

reactions

- 1) phl + east + 6q = py + 2cel
- 2) east + 4cel = py + phl + 4ksp + 4H2O
- 3) 2east + 6q = py + mu + cel
- 4) alm + 3east + 6q = 2py + ann + 2mu
- 5) alm + 3cel + jd = ann + naph + mu + ksp + 5q

calculations

	P(T)	sd(P)	a	sd(a)	b	c	ln_K	sd(ln_K)
1	23.3	3.36	70.16	3.11	0.00375	-2.664	-1.522	1.095
2	15.4	3.28	189.82	7.55	-0.26980	3.853	0.076	1.323
3	18.5	4.16	47.88	5.21	0.00196	-2.652	-0.082	1.269
4	21.0	8.49	69.10	7.69	-0.01179	-2.134	-1.740	2.138
5	24.4	170.77	-30.33	3.59	-0.06020	5.160	-5.196	114.813

Rock : average PT (for x(H2O) = 1.0)

T = 738°C, sd = 48,
P = 18.8 kbars, sd = 2.7, cor = 0.428, f = 1.35

Tabla 5.2. Resultados obtenidos para la muestra A-30 con THERMOCALC (Powell y Holland, 1988). La fase sódica considerada en equilibrio es jadeita.

etc.) porque estos no son comunes en rocas metamórficas, y porque la presencia de CO₂ en el fluido durante el metamorfismo es probable ya que estos metagranitos intruyen en metapelitas muy ricas en grafito, que han podido liberar CO₂ durante el metamorfismo de ambos litotipos.

En la Tabla 5.3 se presentan los resultados obtenidos con THERMOCALC para distintas proporciones de H₂O y CO₂ en el fluido, así como para el caso de la presencia de algún otro tipo de diluyente ideal en un fluido rico en H₂O.

Fluido	T (°C)	P (kb)	cor.	fit
a _{H2O} =0.9, a _{CO2} =0.1	725±49	18.7±2.7	0.428	1.40
a _{H2O} =0.8, a _{CO2} =0.2	714±49	18.6±2.8	0.429	1.44
a _{H2O} =0.7, a _{CO2} =0.3	704±49	18.6±2.8	0.430	1.48
a _{H2O} =0.6, a _{CO2} =0.4	649±48	18.5±2.9	0.433	1.52
a _{H2O} =0.5, a _{CO2} =0.5	681±48	18.4±2.9	0.435	1.56
a _{H2O} =0.9	723±49	18.7±2.7	0.427	1.41
a _{H2O} =0.8	707±50	18.6±2.8	0.425	1.47
a _{H2O} =0.7	690±51	18.5±2.9	0.423	1.53
a _{H2O} =0.6	671±51	18.3±3.0	0.421	1.61
a _{H2O} =0.5	649±52	18.1±3.1	0.418	1.70
a _{H2O} =0.8, a _{CO2} =0.1	711±49	18.6±2.8	0.426	1.45

Tabla 5.3. Resultados obtenidos con THERMOCALC para distintas proporciones de H₂O y CO₂ en el fluido presente durante el metamorfismo de la muestra A-30. "cor." representa el grado de correlación entre los errores en la determinación de P y T, mientras que "fit" es una medida de la desviación en los valores residuales (valores observados menos valores calculados) de las entalpías y actividades normalizadas a su error. En este caso, el valor de "fit" debe de ser menor de 1.61 para que los valores de P y T calculados y sus errores sean consistentes con las actividades observadas en las fases consideradas y sus errores.

Como podemos observar, la adición de CO₂ o de algún otro diluyente ideal a un fluido rico en H₂O, no produce cambios significativos en la presión estimada para la asociación mineral, reduciendo ligeramente la temperatura de equilibrio. Este pequeño efecto de la composición del fluido sobre la

paragénesis considerada se debe al hecho de que de las 5 reacciones linealmente independientes consideradas para esta paragénesis, sólo en una de ellas interviene el H₂O. Sin embargo, el descenso de la actividad del H₂O, ya sea por la presencia de algún diluyente ideal, o acompañado del aumento de la actividad del CO₂, produce importantes aumentos en la temperatura de fusión de las rocas (Burnham, 1979; Keppler, 1989), que explicarían, junto con el ligero descenso de la temperatura de equilibrio de la paragénesis metamórfica observado, la ausencia de fusión parcial en las rocas que nos ocupa. Por tanto, se puede concluir que el fluido en equilibrio durante el metamorfismo de alta presión de estas rocas tendría una actividad de H₂O menor que uno, aunque con los datos de que se dispone se puede precisar cual sería el valor de esta. En consecuencia, las condiciones P-T del climax estarían en torno a los 18.5 ± 3 kb y 700 ± 50 °C, y dentro del campo de estabilidad de la jadeita.

C-90

En esta muestra, con termobarometría convencional, sólo se pudo obtener información sobre la temperatura de equilibrio, que estaría en torno a 550-600 °C. Esta temperatura coincide bastante bien con la calculada con THEMOCALC para esta paragénesis (Tabla 5.4), obteniendo además una presión de unos 11-12 kb, que se sitúa dentro del rango de presiones estimado para otras litologías de la misma unidad en el área más oriental de Sierra de los Filabres. La paragénesis en equilibrio considerada en el cálculo es Cpx + Grt + Anf + Qtz + Ep + Cc. Se ha incluido la calcita porque, aunque en esta roca aparece en cantidades accesorias, parece estar en equilibrio textural con el resto de los minerales integrantes de la paragénesis. Algo similar pasa para pequeños cristales de magnetita que aparecen dispersos por la muestra, aunque esta fase no se ha incluido en el cálculo que se muestra en la Tabla 5.4. Sin embargo, su inclusión supone la obtención de valores muy similares a los presentados en la Tabla 5.4, pero con un rango de error ligeramente menor ($T = 566 \pm 35$ °C, $P = 11.9 \pm 2.8$ kb), y con un mejor "fit" (1.29). Esto indica que es probable que esta fase también forme parte de la paragénesis antes mencionada. Por otro lado, en el cálculo se ha considerado que el fluido no es H₂O pura, sino que contendría algo de CO₂, dada la presencia de calcita y los mejores resultados obtenidos si se considera su presencia (i.e., menor error en la determinación de P y T, y mejor "fit"). No obstante, la cantidad de CO₂ en la fase fluida tiene que ser pequeña ($X_{CO_2} < 0.1$) para que la epidota considerada pueda ser estable (Pattison y Tracy, 1991). Por tanto, la proporción elegida de $X_{CO_2} = 0.05$ es la que proporciona mejores resultados y está de acuerdo con las constricciones antes expuestas.

THERMOCALC v2.3, © Roger Powell and Tim Holland
 (thermodynamic dataset produced at 12.03 on Tue 29 Aug, 1995)

an independent set of reactions has been calculated
 Rock name : (for x(CO2) = 0.05 and x(H2O) = 0.95)

	py	gr	alm	di	hed	cats	acm	tr
a	4.36e-5	0.0499	0.136	0.469	0.400	0.0110	0.00301	0.00693
sd(a)/a	0.83776	0.35930	0.21235	0.15000	0.10800	0.90909	3.32226	1.44300

	ftr	parg	cz	ps	cc	q	H2O	CO2
a	0.0144	6.19e-5	0.462	0.0663	0.984	1.00	0.950	0.0500
sd(a)/a	0.49039	1.09912	0.20000	0.33079	0.10000	0		

reactions

- 1) 3di + 3cats = py + 2gr
- 2) 18cats + 3tr + 3q = 5py + 4gr + 6cz
- 3) 57cats + 12tr = 20py + 19gr + 12cz + 6H2O
- 4) 3hed + 3cats = 2gr + alm
- 5) 18cats + 3ftr + 3q = 4gr + 5alm + 6cz
- 6) 42di + 12parg + 6ps + 33q = 5py + 16gr + 12acm + 15tr
- 7) 31py + 11gr + 3di + 24acm + 36cc + 30H2O = 24parg + 12ps + 36CO2

calculations

	P(T)	sd(P)	a	sd(a)	b	c	ln_K	sd(ln_K)
1	4.7	7.96	-49.01	1.18	0.07576	-2.562	-0.235	2.976
2	9.2	8.38	-274.15	5.34	0.25038	-14.326	29.267	17.537
3	8.6	7.87	-351.62	16.38	0.53760	-50.151	49.692	57.603
4	12.1	6.60	-101.83	1.64	0.09822	-2.960	8.288	2.847
5	13.8	7.13	-513.72	26.24	0.33740	-16.320	67.299	16.570
6	5.1	15.56	-143.03	48.89	0.95361	-21.437	-78.053	48.229
7	9.5	6.23	-320.80	96.11	-2.57533	98.197	221.298	88.266

Rock : average PT (for x(CO2) = 0.05 and x(H2O) = 0.95)

T = 560°C, sd = 45,
 P = 11.4 kbars, sd = 3.6, cor = 0.914, f = 1.41

Tabla 5.4. Resultados obtenidos para la muestra C-90 con THERMOCALC (Powell y Holland, 1988).

THERMOCALC v2.3, © Roger Powell and Tim Holland
(thermodynamic dataset produced at 12.03 on Tue 29 Aug, 1995)

an INCOMPLETE independent set of reactions has been calculated

Rock name : (for x(H2O) = 1.0)

	mst	fst	mctd	fctd	py	alm	mu	cel
a	0.00153	0.414	0.272	0.727	0.00267	0.328	0.598	0.0581
sd(a)/a	0.77228	0.20000	0.15900	0.05000	0.66761	0.15000	0.15000	0.34561

	q	ky	H2O
a	1.00	1.00	1.00
sd(a)/a	0	0	

reactions

- 1) 8fctd + 10ky = 2fst + 3q + 4H2O
- 2) 2mctd + cel = py + mu + 2H2O
- 3) 19mst + 32fctd + 36alm + 76mu + 56q = 35fst + 76cel
- 4) 4fctd + 4cel + 18ky = mst + fst + 4mu + 11q

calculations

	P(T)	sd(P)	a	sd(a)	b	c	ln_K	sd(ln_K)
1	9.0	2.12	285.00	3.00	-0.37758	2.308	0.787	0.566
2	11.2	7.36	125.51	1.45	-0.15506	0.796	-0.990	0.830
3	8.5	9.60-1907.36	127.44	2.88774	-27.272	-34.554	33.405	
4	10.2	2.92	197.48	6.59	-0.32424	4.620	3.237	1.717

Rock : average PT (for x(H2O) = 1.0)

T = 569°C, sd = 9,
P = 11.9 kbars, sd = 1.7, cor = 0.208, f = 0.37

Tabla 5.5. Resultados obtenidos para la muestra A-55 con THERMOCALC (Powell y Holland, 1988).

THERMOCALC v2.3, © Roger Powell and Tim Holland
(thermodynamic dataset produced at 12.03 on Tue 29 Aug, 1995)

an independent set of reactions has been calculated

Rock name : (for x(H2O) = 1.0)

	py	alm	mu	cel	mst	fst	fctd
a	0.0107	0.347	0.536	0.0860	0.00192	0.391	0.672
sd(a)/a	0.54706	0.15000	0.15000	0.29969	5.20833	0.20000	0.20000

	ky	q	H2O
a	1.00	1.00	1.00
sd(a)/a	0	0	

reactions

- 1) py + 3mu + 4q = 3cel + 4ky
- 2) 3cel + 6fctd = py + 2alm + 3mu + 6H2O
- 3) 36alm + 76mu + 19mst + 32fctd + 56q = 76cel + 35fst
- 4) 4alm + 12mu + 3mst + 16q = 12cel + 3fst + 16ky

calculations

	P(T)	sd(P)	a	sd(a)	b	c	ln_K	sd(ln_K)
1	20.0	3.97	-14.60	2.59	0.07630	-2.019	-0.952	1.145
2	9.6	6.17	340.22	3.18	-0.45817	1.886	1.220	1.685
3	14.0	25.79-1894.80	127.44	2.86673	-26.899	-2.254	102.765	
4	12.2	15.40	-388.56	19.53	0.60953	-7.077	-1.775	16.157

Rock : average PT (for x(H2O) = 1.0)

T = 565°C, sd = 31,
P = 14.4 kbars, sd = 2.6, cor = -0.407, f = 1.37

Tabla 5.6. Resultados obtenidos para la muestra C-53 con THERMOCALC (Powell y Holland, 1988).

El valor de la presión estimado, en torno a los 11-12 kb, indica que esta paragénesis se habría formado durante el metamorfismo de alta presión, y que no representa la mineralogía original de skarn como se pensó en un principio. Por otro lado, como se mencionó en el Capítulo 3, paragénesis de alta presión similares a las aquí descritas aparecen en las rodingitas del Manto Ofiolítico (Puga et al., 1993).

A-55/C-53

Los resultados obtenidos para estas dos metapelitas se han representado en las Tablas 5.5 y 5.6. Estos resultados son muy similares dentro de los márgenes de error, y en ambos casos se pueden considerar como una buena estimación de las condiciones P-T de la paragénesis considerada. Por otro lado, el valor estimado para la presión de equilibrio de esta paragénesis estaría de acuerdo con situarla dentro del evento de alta presión, como se había supuesto previamente basándose en observaciones texturales y en la ausencia de fases retrógradas previas a D₂ en la roca. En el cálculo se ha considerado que, a pesar de que las rocas presentan grafito, la fase fluida sería sólo H₂O, ya que la adición de CO₂ al sistema, con las fases consideradas, provoca que los valores del parámetro "fit" sean mayores de lo que cabría esperar a partir de las actividades iniciales consideradas y sus errores (Powell y Holland, 1994).

5.5. DISCUSIÓN.

Los datos termobarométricos obtenidos en este trabajo para los ortogneises del Complejo del Mulhacén, y algunas rocas asociadas a estos, no permiten la construcción de una trayectoria P-T, ya que no se dispone de información suficiente sobre las transformaciones metamórficas con posterioridad al evento de alta presión. Sin embargo, permiten estimar las variaciones de las condiciones de P y T del climax de alta presión dentro de una misma unidad, y en menor medida entre distintas unidades.

En la Figura 5.9 se ha representado la integración de las estimaciones termobarométricas obtenidas en los apartados anteriores. Las condiciones de mayor presión y temperatura registradas por los ortogneises las encontramos en el afloramiento del Prado del Cebollar, correspondiente al basamento del Manto de la Caldera en la zona de Sierra Nevada. En estas rocas, se puede estimar una temperatura de equilibrio en torno a los 700 °C, y presiones de 18-20 kb, que permiten la aparición de jadeita en la paragénesis. Por otro lado, las condiciones de P y T estimadas, en la parte oriental de Sierra de los

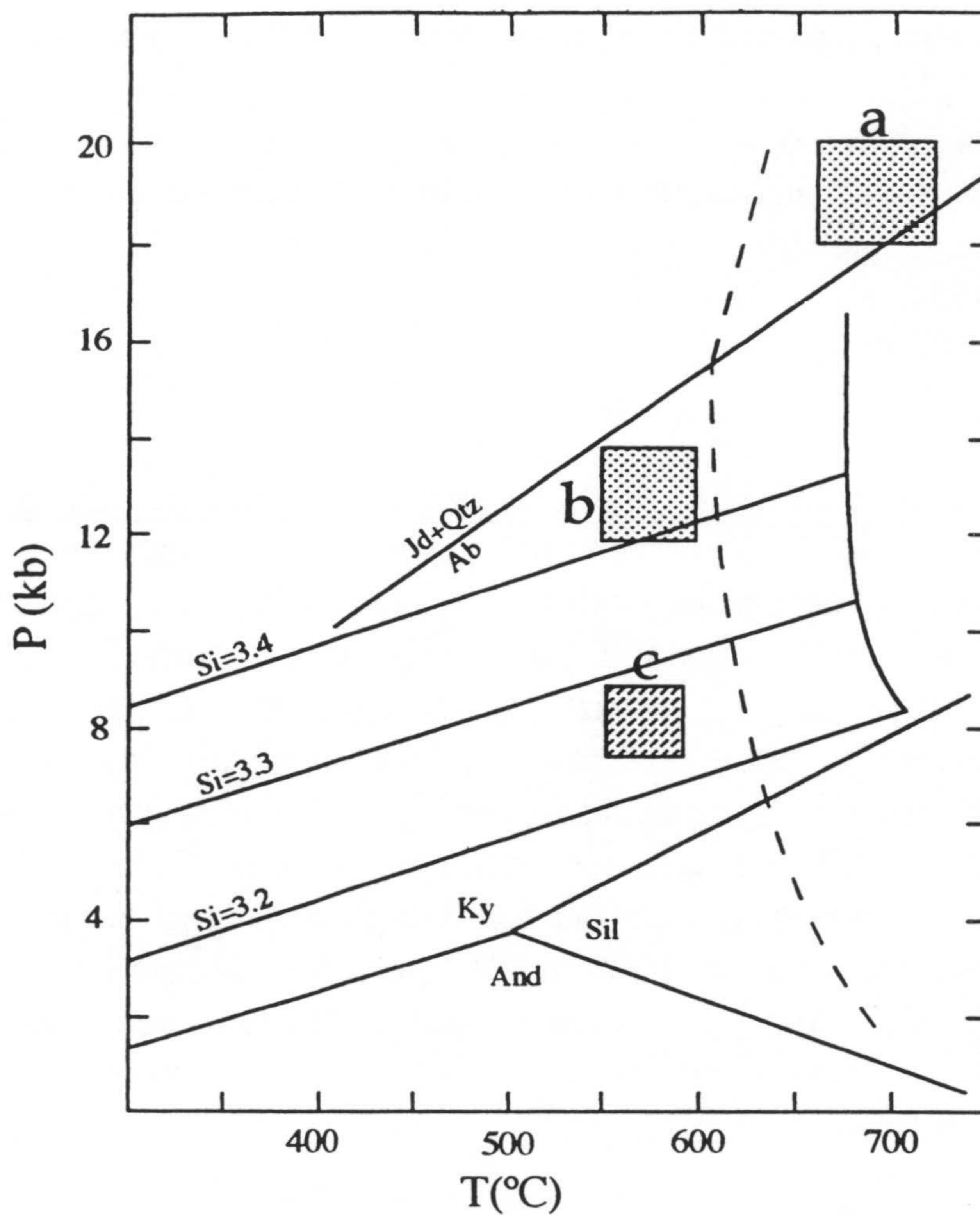


Figura 5.9. Diagrama P-T donde se sintetizan las estimaciones termobarométricas obtenidas en este trabajo. (a) metagranitos y ortogneises del Prado del Cebollar, (b) metagranitos y ortogneises del granito de Lubrín, rocas de skarn y metapelitas, (c) muestra C-51. La línea discontinua representa el sólido del sistema granítico saturado en H₂O.

Filabres, para rocas en la misma posición litoestratigráfica, están en torno a 550-600 °C y 12-14 kb. En este caso, el límite superior de presión vendría marcado por la reacción $Ab \rightarrow Jd + Qtz$, a la que no se llegó claramente para el caso de los metagranitos y ortogneises. Dentro de este rango de P y T para las rocas de Sierra de los Filabres estudiadas se encuentran las estimaciones obtenidas en rocas de muy diversa composición (i.e., ortogneises, eclogitas s.str., metapelitas, etc.) y pertenecientes todas al basamento del Manto de la Caldera. Este hecho es importante ya que pone de manifiesto que, si se encuentran las paragénesis adecuadas, las estimaciones PT de una unidad dada se pueden hacer con cualquiera de los litotipos

presentes, o mejor aún, con todos los posibles para poder contrastar los resultados obtenidos en cada uno de ellos.

La condiciones PT del evento de alta presión en el Manto de las Sabinas no se han podido establecer con precisión. La razón principal está asociada al hecho de que estas rocas, situadas en la parte superior del Complejo del Mulhacén y bajo el Complejo Alpujarride suprayacente, presentan un mayor grado de deformación durante las fases posteriores a D_1 que las rocas del Manto de la Caldera, habiéndose obliterado por tanto la mayoría de las paragénesis de alta presión. Sin embargo, se pueden hacer algunas consideraciones. Así, se puede afirmar que estas rocas no habrían sobrepasado la reacción de desestabilización de la albita, ya que, tanto en Sierra Nevada, como en Sierra de los Filabres, es posible observar relictos de plagioclasa idiomorfa de origen ígneo conservados dentro de porfidoclastos de feldespatos potásicos. Además, los resultados obtenidos en una metapelita del basamento de Sabinas, en el área de Sierra Nevada, para una paragénesis que se considera de alta presión ($T = 569 \pm 9 \text{ }^\circ\text{C}$, $P = 11.9 \pm 1.7 \text{ kb}$) apuntan también en este sentido.

Los resultados obtenidos en este trabajo para las rocas del Manto de la Caldera, son muy similares a los que se pueden obtener en rocas de la unidad ofiolítica. Así, Puga et al., (en revisión) ponen de manifiesto que para rocas de esta unidad procedentes de las inmediaciones de la localidad de Cóbdar (Sierra de los Filabres) se obtienen unas condiciones del climax de alta presión en torno a los $550 \text{ }^\circ\text{C}$ y 13 kb , mientras que en rocas similares próximas a la localidad de Lugros (Sierra Nevada) se obtienen temperaturas del orden de $650\text{-}700 \text{ }^\circ\text{C}$ y presiones de $21\text{-}22 \text{ kb}$ para este climax. Este hecho, apunta hacia las siguientes consideraciones:

- Al menos en dos de las tres unidades diferenciadas dentro del Complejo del Mulhacén, se puede observar un gradiente en las condiciones del climax metamórfico de alta presión, pasando estas de unos $550\text{-}600 \text{ }^\circ\text{C}$ y $12\text{-}14 \text{ kb}$ en la zona oriental de Sierra de los Filabres, a unos $650\text{-}700 \text{ }^\circ\text{C}$ y $18\text{-}22 \text{ kb}$ en la zona occidental de Sierra Nevada.
- La superposición de la Unidad Ofiolítica sobre el Manto de la Caldera se pudo producir con anterioridad al proceso de subducción que originó el metamorfismo de alta presión, dada la similitud en las condiciones de climax en ambos.

Por otro lado, la información de la que se dispone del Manto de las Sabinas no permite precisar si presenta o no este gradiente en las condiciones de climax de E a W, aunque sí se puede establecer que, al menos en el área de Sierra Nevada, el evento de alta presión registrado por estas rocas se habría producido en unas condiciones PT inferiores a las alcanzadas por las otras unidades.

En cuanto al evento de presión y temperatura intermedias, es poco lo que se puede decir basándose en los datos obtenidos en este trabajo, dado que las paragénesis desarrolladas en las rocas estudiadas no son adecuadas, en general, para las estimaciones termobarométricas. Sin embargo, las condiciones inferidas para la muestra C-51, en torno a 570 °C y 8 kb, son similares a las expuestas por otros autores para este episodio (Vissers, 1981; Gómez Pugnaire y Fernández Soler, 1987; Bakker et al., 1989; Puga et al., 1989).

6. GEOCRONOLOGÍA.

6.1. ANTECEDENTES.

Aunque son muchos los trabajos publicados sobre diversos aspectos de la geología del Complejo del Mulhacén, las dataciones radiométricas de las que se dispone son relativamente escasas, no todas de buena calidad, y en algunos casos difíciles de interpretar. El principal problema que presentan estas dataciones es que los sistemas isotópicos utilizados (i.e., Rb-Sr, K-Ar y Ar-Ar) son todos relativamente sensibles a la pérdida o ganancia de alguno de sus componentes con posterioridad al cierre del sistema como consecuencia de la complicada historia tectonometamórfica que las rocas han sufrido. El resultado es que gran parte de las dataciones obtenidas reflejan los últimos eventos de deformación extensional y calentamiento de las rocas. Un notable ejemplo de este tipo es la datación Rb-Sr (roca total + moscovita + biotita) de 12.8 ± 0.3 m.a. de Andriessen et al. (1991), que llama la atención teniendo en cuenta que:

- La temperatura de cierre estimada para el sistema Rb-Sr en la moscovita, aunque está en función de diversos parámetros (viz. velocidad de enfriamiento, tamaño de grano efectivo para la difusión, energía de activación para la difusión, e incluso posibles efectos composicionales), se puede considerar que oscilaría entre 500 ± 50 °C (Jäger, 1979) y 575 ± 50 °C (Zeck et al., 1992).
- Las rocas del Complejo del Mulhacén aparecen como cantos en los sedimentos de las cuencas neógenas postmetamórficas en el sector central de las Cordilleras Béticas desde el Tortoniense inicial (Rodríguez Fernández, 1982), que se sitúa en torno a 11 m.a. (Odin, 1994), y para el caso de algunas cuencas mas orientales (Lonergan y Mange-Rajetzky,

1993) se ha descrito la presencia de minerales de alta presión de dicho Complejo desde el Langhiense (de 15.8 a 14.7 m.a.).

- Las edades obtenidas a partir de trazas de fisión para apatito y zircón inmediatamente por debajo del contacto entre el Complejo Alpujarride y el Complejo del Mulhacén son de 9 m.a. en el área de Sierra Nevada y de 12 m.a. en el de Sierra de los Filabres (Johnson, 1993).

Por otro lado, en algunos de los trabajos donde se presentan dataciones los autores muestran además evidencias de la apertura de los sistemas investigados (Hebeda et al., 1980; Portugal et al., 1987; Andriessen et al., 1991; de Jong et al., 1992). Por tanto, en la discusión que sigue, que está basada en la interpretación de los datos previos publicados, junto con otros sin publicar (Monié et al., en prep.) y los obtenidos en este trabajo, hay que tener en cuenta que las conclusiones a las que se llega son, en cierta medida, dependientes del peso que se le ha dado a algunas dataciones con respecto a otras. Para minimizar en la medida de lo posible esta dependencia, en la discusión sobre la edad de los distintos eventos ígneos y metamórficos reconocidos, se ha tenido también muy en cuenta la evidencias estratigráficas y petrológicas de las que se dispone.

A continuación se exponen brevemente los datos geocronológicos más significativos publicados hasta el momento sobre el Complejo del Mulhacén.

- Los primeros datos geocronológicos de este complejo fueron publicados por Priem et al. (1966). En este trabajo se obtiene una isocrona Rb-Sr de roca total para metagranitos y ortogneises del tipo 1 de 269 ± 6 m.a. ($\lambda^{87}\text{Rb} = 1.45 \times 10^{-11}$), que posteriormente fue recalculada como 275 ± 30 m.a. ($\lambda^{87}\text{Rb} = 1.42 \times 10^{-11}$) por investigadores del mismo laboratorio (Andriessen et al., 1991). Además, se presentan dos dataciones K-Ar de moscovita de una muestra del Collado Monda incluida en la isocrona de 260 ± 7 y 262 ± 7 m.a., y otras dos de 13 ± 1 y 11.3 ± 1.2 m.a. de moscovita de un ortogneis, más deformado, al Sur de la localidad de El Chive, también usado para construir la isocrona.
- Puga (1971) obtiene una "isocrona" Rb-Sr de roca total de 215 ± 15 m.a. para dos muestras de ortogneises leucocratos del tipo 2 procedentes de la Carretera de Sierra Nevada. Además, mediante K-Ar obtiene una edad de 60 m.a. para un separado de fengita procedente de un micaesquisto grafitoso del basamento de Caldera.

- Hebeda et al., (1980) estiman con una isocrona Rb-Sr (roca total + minerales ígneos) que la edad mínima de los gabros existentes en las inmediaciones de la localidad de Lubrín sería de 146 ± 3 m.a.
- Portugal et al., (1987, 1988) datan mediante K-Ar una serie de minerales y rocas totales de entre los que cabe destacar:
 - grabro de la Unidad Ofiolítica: 174 ± 4 m.a.
 - plagioclasa de un grabro similar al anterior: 164 ± 4 m.a.
 - metabasalto de la Unidad Ofiolítica: 72 ± 1 m.a.
 - cloritoides prealpinos: 305 ± 10 y 261 ± 5 m.a.
 - cloritoide alpino: 85 ± 4 m.a.
 - porfiroclastos de feldespato potásico de ortogneises del tipo 2: 110 ± 2 y 87 ± 2 m.a.
- Andriessen et al. (1991) presentan un gran número de dataciones Rb-Sr y K-Ar sobre roca total, moscovita, biotita y turmalina de ortogneises de los tipos 1 y 2 que se relacionan a continuación:
 - una errocrona Rb-Sr roca total de ortogneises del tipo 1 de 267 ± 29 m.a.
 - dos errocronas Rb-Sr roca total de ortogneises del tipo 2 de 229 ± 27 y 191 ± 62 m.a.
 - una isocrona Rb-Sr roca total + moscovita + biotita de 12.8 ± 0.3 m.a.
 - cuatro "isocronas" Rb-Sr roca total + moscovita entre 12.5 ± 0.2 y 15.6 ± 0.3 m.a.
 - varias dataciones K-Ar de moscovita de: 282 ± 13 , 56.9 ± 1.4 y el resto entre 15.5 ± 0.4 y 14.2 ± 0.7 m.a.
 - varias dataciones K-Ar de turmalina de: 837 ± 100 , 449 ± 7 , 340 ± 34 , 116 ± 10 , 85 ± 8 , 84 ± 8 y 80 ± 8 m.a.
- Monié et al., (1991) obtienen dataciones Ar-Ar de un anfíbol barroisítico (48.4 ± 2.2 m.a.), un anfíbol de tipo hornblenda (24.6 ± 3.6 m.a.), dos moscovitas (15.7 ± 0.4 y 16.3 ± 0.5 m.a.) y una biotita (16.9 ± 0.6 m.a.).
- de Jong (1991) y de Jong et al., (1992) obtienen las siguientes dataciones:
 - dos isocronas Rb-Sr roca total + fengita + albita de 16.9 ± 3.2 y 0.8 ± 3.0 m.a. Para el caso de la última el autor expone que la roca total (un micaesquisto de cobertera) y la moscovita están muy próximas y que para el caso de la plagioclasa existen evidencias de desequilibrio isotópico. Además la calidad analítica de los datos es baja.
 - tres "isocronas" Rb-Sr roca total + fengita de 65.7 ± 10.1 , 41.1 ± 4.6 y 14.0 ± 6.7 m.a.

- varias dataciones Ar-Ar de fengita (separados minerales y sonda láser) entre 14.27 ± 0.03 y 31.9 ± 1.8 m.a.
- cuatro dataciones Ar-Ar de turmalina (separados minerales y sonda láser) entre 109.3 ± 1.5 y 81 ± 11 m.a.
- Johnson (1993) obtiene edades coincidentes a partir de trazas de fisión en apatito y zircón en rocas inmediatamente por debajo del contacto entre el Complejo Alpujarride y el Complejo del Mulhacén de unos 9 m.a. en el área de Sierra Nevada y de unos 12 m.a. en el de Sierra de los Filabres. Teniendo en cuenta que la temperatura de cierre estimada para estos minerales es de unos 100°C para el apatito y de unos 175°C para el zircón (Spear, 1993), estas edades marcarían el límite inferior de las posibles recristalizaciones asociadas a contactos extensionales frágil-dúctiles.
- Puga et al., (1996) para andesitas basálticas intraorogénicas relacionadas con un magmatismo tipo andino obtienen dos dataciones K-Ar roca total de 67 ± 5 y 43 ± 0.5 m.a. y tres dataciones minerales (anfíbol, plagioclasa y biotita) entre 26 ± 0.5 y 28 ± 4 m.a.
- Monié et al., (en prep.) obtienen una datación Ar-Ar con sonda láser de anfíbol kaersutítico de 158 ± 4 m.a., otra con Ar-Ar convencional de anfíbol barroisítico de 44.8 ± 2.3 m.a. y una datación K-Ar de glaucofana de 72 ± 1 m.a.

Por último, existen algunas evidencias sedimentológicas y paleontológicas en los materiales del Complejo del Mulhacén y materiales adyacentes que, si se consideran correctas, ayudarían a poner límites máximos y mínimos a algunos procesos, así:

- Como ya se ha mencionado, en la parte más oriental de las Cordilleras Béticas se describe la presencia, en sedimentos del Langhiense, de minerales de alta presión atribuibles al Complejo del Mulhacén (Lonergan y Mange-Rajetzky, 1993), mientras que en la parte central, los primeros clastos de este Complejo aparecen en el Tortoniense inicial (Rodríguez Fernández, 1982).
- Tendero et al. (1993) dentro de la secuencia sedimentaria del Manto Ofiolítico, describen restos ("fantasmas" de ankerita) de foraminíferos plantónicos del Cretácico (Albiense-Turoniense: 108-88 m.a.). Estos restos fósiles son muy similares a los encontrados en otras coberteras ofiolíticas alpinas (Lagabrielle, 1987; Deville et al., 1992) y son de gran interés

porque representarían un límite máximo para el metamorfismo de alta presión, en torno a los 90 m.a., ya que estos metasedimentos han sufrido este evento metamórfico.

- Puga et al. (1996) describen la presencia dentro del Complejo del Mulhacén de una formación intraorogénica (Formación Soportújar), de edad Paleocena, que se habría formado entre un primer episodio metamórfico de alta presión y un segundo de presión y temperatura intermedias.

En los apartados siguientes se exponen las dataciones obtenidas en este trabajo. Aparte de los resultados que se muestran, se ha intentado obtener isocronas Rb-Sr (roca total + minerales y roca total), pero no se ha conseguido incluso para casos en los que se ha obtenido una isocrona Sm-Nd. Este hecho muestra claramente que el sistema Rb-Sr puede sufrir modificaciones importantes durante la deformación y el metamorfismo de las rocas como ha sido claramente puesto de manifiesto por Barovich y Patchett (1992).

6.2. SISTEMA SM-ND.

6.2.1. Introducción.

Con objeto de evitar en la medida de lo posible las limitaciones antes mencionadas que pueden presentar, en terrenos polimetamórficos como el que nos ocupa, los sistemas Rb-Sr, Ar-Ar y K-Ar, se inició un estudio de Sm-Nd de distintas paragénesis, tanto ígneas como metamórficas. Este estudio lo realicé, al igual que algunos de los datos isotópicos presentados en el Capítulo 4, en el Departamento de Cosmoquímica del Instituto Max-Planck de Química de Mainz (Alemania) durante dos estancias de 3 meses en los años 1993 y 1994, bajo la dirección del Dr. Emil Jagoutz. El procedimiento seguido para las muestras de roca total es el mismo que el descrito en el Capítulo 4. Para el estudio de separados minerales las muestras se trituraron, en función de su tamaño, con una machacadora de mandíbulas o con un mortero de ágata, y se tamizaron hasta obtener la fracción de tamaño de grano idónea. Después del lavado de las fracciones recogidas con etanol, la individualización de los distintos separados minerales se hizo utilizando un separador isodinámico y líquidos densos. Los separados así obtenidos se purificaron mediante selección manual bajo una lupa binocular hasta obtener un concentrado completamente puro de granos minerales libres de

inclusiones. Para el caso de la fluorita, la selección manual se hizo bajo una lámpara de rayos ultravioleta para facilitar el reconocimiento de dicho mineral. Los separados finales se limpiaron con HCl 2.5 N durante una hora a unos 50 °C y posteriormente durante 15 minutos a temperatura ambiente con HF al 5%. El resto del proceso es igual al descrito para las muestras de roca total.

Los objetivos planteados en este estudio, una vez evaluadas las posibilidades del sistema Sm-Nd y el tipo de rocas a datar, fueron la edad del magmatismo ácido, la edad del metamorfismo prealpino y, sobre todo, la edad del metamorfismo de alta presión, ya que esta última es la peor conocida para el caso del Complejo del Mulhacén, y la que recientemente está siendo más debatida para este tipo de metamorfismo en los Alpes Occidentales (Tilton et al., 1989, 1991; Hunziker et al., 1992; Bowtell et al., 1994).

6.2.2. Desequilibrios isotópicos en rocas metamórficas.

Para datar el metamorfismo prealpino se han estudiado dos metapelitas del basamento del Manto de la Caldera (roca total + cloritoide + granate), y para datar el metamorfismo de alta presión un metagranito (roca total + granate) y un total de cuatro eclogitas (roca total + granate + onfacita), tres de ellas pertenecientes al Manto Ofiolítico y la cuarta a un skarn rico en sodio (muestra C-36, Apéndice I). Sin embargo, salvo en el caso del metagranito que se discutirá más adelante, no se ha obtenido ninguna isocrona por falta de equilibrio isotópico entre los minerales analizados. Esto, no es un hecho aislado, sino que parece ser común para el caso de rocas metamórficas, en especial aquellas cuya temperatura de equilibrio no es muy alta (Griffin y Brueckner, 1985; Richardson et al., 1985; Günther y Jagoutz, 1994). Así, Jagoutz (1994) en relación con este tema expone: "*Garnet and clinopyroxene form a common mineral association in metamorphic rocks. Sm/Nd is partitioned between these two minerals in a way, that this isotopic system should give ideal possibilities for the age measurements. Only in a few cases geologically meaningful ages were obtained, in the majority of cases the ages are clearly off and the data disappear in a lab-datafile.*"

Por tanto, parece claro que para el caso de la rocas estudiadas no se llegó a un equilibrio isotópico (para el sistema Sm/Nd) durante el metamorfismo, aunque los distintos minerales analizados aparentemente están en equilibrio elemental (elementos mayores). Para ilustrar las evidencias de desequilibrio encontradas en estas rocas, a continuación se va a exponer un caso muy significativo de entre los estudiados. Se trata de una eclogita

procedente de Sierra Nevada (coord. U.T.M. = 30SVG772135) que presenta una deformación sincrónica con el metamorfismo de alta presión, caracterizada por la orientación preferente de cristales de onfacita y zoisita. La roca muestra pocas evidencias de retrogresión, constituidas por pequeñas coronas simplectíticas alrededor de la onfacita. De esta roca se ha medido la roca total, un separado de onfacita y otro de granate. El tamaño de grano de los cristales es de medio a grueso y suelen no presentar ningún tipo de inclusión, por lo que se pudo obtener separados muy puros de estos minerales libres de inclusiones y de retrogresiones. Como se ha mencionado antes, diversos autores han discutido la existencia de disequilibrios isotópicos en eclogitas de baja temperatura. Incluso en eclogitas de mayor temperatura (> 700 °C), Mork y Mearns (1986) pusieron de manifiesto para eclogitas de Noruega que el equilibrio isotópico para el sistema Sm/Nd sólo se alcanzó en aquellas eclogitas que presentaban una deformación sinmetamórfica. Por tanto, el caso que nos ocupa parece, a priori, presentar las condiciones idóneas para que se haya alcanzado este equilibrio, esto es, deformación sinmetamórfica, y temperatura de equilibrio entre 650 y 700 °C (según Puga et al. (1995) para rocas de similar composición y muy próximas a la que nos ocupa).

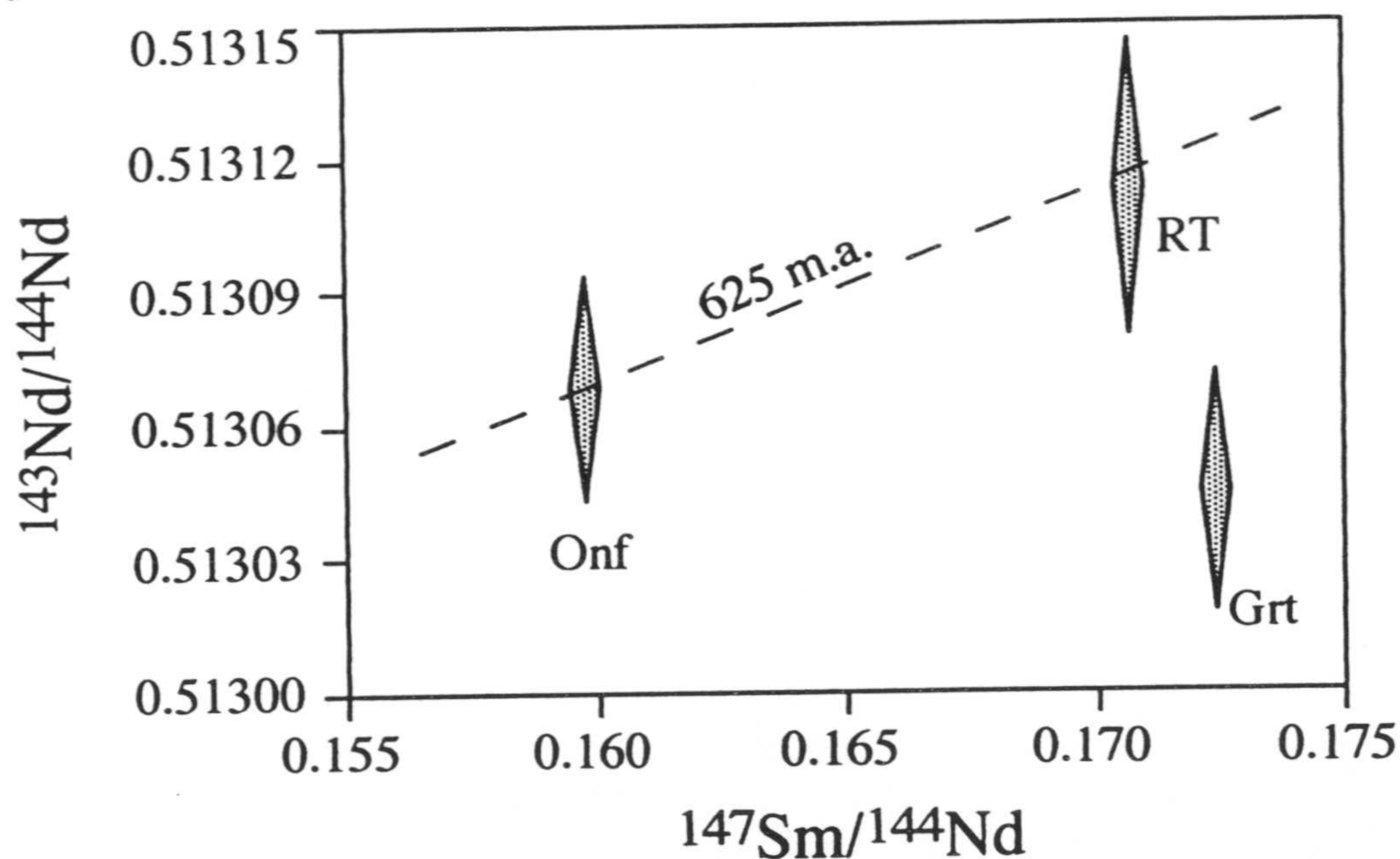


Figura 6.1. Diagrama $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ para una eclogita procedente de Sierra Nevada. La línea discontinua muestra la edad aparente de equilibrio entre onfacita y roca total.

Los resultados obtenidos para la eclogita de Sierra Nevada se muestran en la Figura 6.1. Como podemos observar en esta figura, onfacita, granate y roca total están en claro desequilibrio. Así, la edad obtenida con el par onfacita-roca total es de aproximadamente 625 m.a., que claramente carece de significado geológico, dado que la edad del magmatismo que originó estas rocas estaría en torno al Jurásico inicial. Por otro lado, los pares onfacita-granate y roca total-granate dan edades negativas. De los datos obtenidos, llama la atención el hecho de que el granate tiene una razón $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ similar a la roca total y no muy superior a la de la onfacita, lo cual no está de acuerdo con los coeficientes de partición de las REE para estos minerales, y con las observaciones en muchas eclogitas equilibradas, en las que el valor de esta razón para el granate frente al clinopiroxeno o la roca total, suele ser 2 ó 3 veces superior (Gebauer, 1990; Thöni y Jagoutz, 1992). Sin embargo, lo más significativo es el hecho de que el granate es la fase menos radiogénica, siendo a la vez la que presenta una razón $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ mayor. Esto sugiere que el granate se ha formado durante el metamorfismo progrado a expensas de otros minerales poco radiogénicos, tales como plagioclasa o anfíbol, de los que hereda su composición isotópica pero cambiando a la vez la razón Sm/Nd (Günter y Jagoutz, 1994; Jagoutz, 1994).

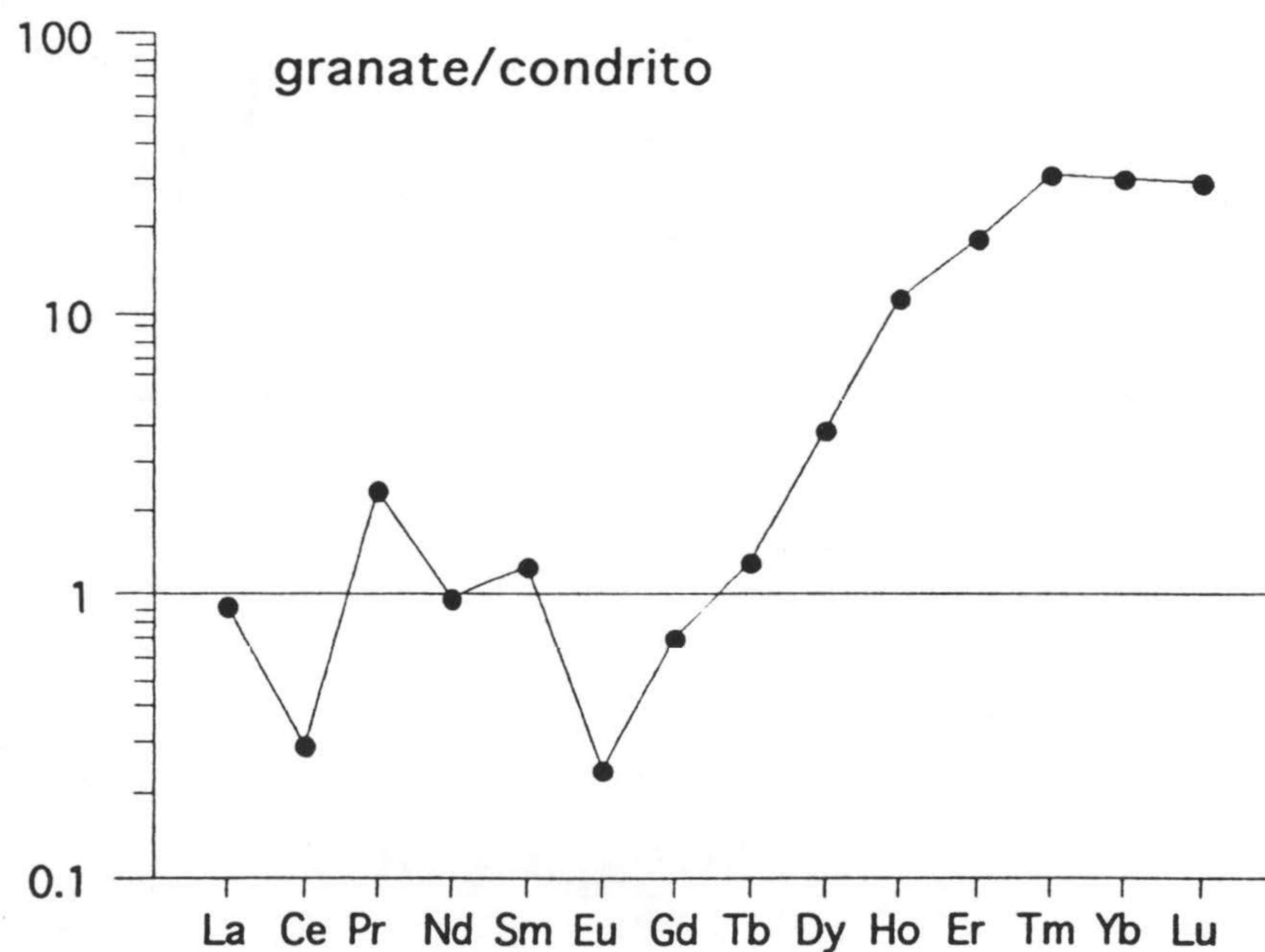


Figura 6.2. Diagrama de tierras raras normalizadas a valores condriticos (Nakamura, 1974) de un separado de granate procedente de una eclogita de Sierra Nevada (coord. U.T.M. = 30SVG772135).

Para contrastar el grado de equilibrio que presentan las tierras raras en este granate frente a otros granates en eclogitas equilibradas, una fracción del separado original se analizó mediante ICP-MS del Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada. En la Figura 6.2 se ha representado el contenido en REE normalizado a valores condriticos. El patrón de distribución que presenta es, en líneas generales, similar al de otros granates en eclogitas equilibradas (Thöni y Jagoutz, 1992; Bowtell et al., 1994), y la morfología de este es la misma que la obtenida si el análisis se normaliza respecto a la roca total. Sin embargo, con respecto al patrón que cabría esperar en un granate dados los coeficientes de distribución determinados para las REE en este mineral, presenta una anomalía positiva en Pr, que no se ha podido contrastar con los datos publicados mencionados anteriormente porque no se analiza este elemento, y sobre todo lo más característico es la presencia de una anomalía negativa en Eu y en menor medida en Gd y Tb. Este hecho quizás pueda indicar que se den procesos de desequilibrio en estas rocas incluso a nivel elemental en la distribución de REE, y que por ejemplo para el caso del granate este podría haber heredado no sólo la composición isotópica de su precursor sino en parte también su contenido en REE sin fraccionarlo demasiado. Si esto es así, el mineral a partir del cual se formó el granate podría haber sido un filosilicato o un anfíbol a juzgar por el patrón de REE (en especial la anomalía de Eu) que presentan algunos de estos minerales de origen metamórfico (Grauch, 1989).

En resumen, el análisis elemental e isotópico de este granate permite deducir que se habría formado a partir de un mineral poco radiogénico, tal como plagioclasa o anfíbol, que, a su vez, probablemente se caracterizaba por presentar una anomalía negativa de Eu. En el Complejo del Mulhacén, se ha descrito la transición entre gabros casi sin transformar hasta eclogitas coroníticas (Morten et al., 1987; Puga et al., 1989; Cámara, 1995). En estos trabajos se describe como en los contactos entre plagioclasa y olivino ígneos, en un primer estadio de metamorfismo progrado, se desarrolla una corona de anfíbol pargasítico, que posteriormente, durante el climax de alta presión, da paso a coronas de granate. Por tanto, a juzgar por las evidencias químicas y petrográficas de las que se dispone, el proceso de transformación prograda de anfíbol pargasítico a granate sería el que habrían seguido la mayoría de las eclogitas, sin darse una total reequilibración, ni elemental, ni isotópica, del granate neoformado. Este hecho, podría explicar el origen de los desequilibrios isotópicos observados en estas rocas.

6.2.3. Resultados.

6.2.3.1. Magmatismo hercínico.

Con objeto de contrastar la edad del magmatismo hercínico establecida mediante Rb-Sr (Priem et al., 1966; Andriessen et al., 1991), dado que este sistema podría haberse reequilibrado parcialmente durante el metamorfismo, como muestran algunos de los datos presentados por Andriessen et al. (1991), se analizaron dos muestras de roca total procedentes del Collado Monda (C-22 y C-28), junto con separados minerales de fluorita y turmalina de la C-22. Los resultados se muestran en la Tabla 6.1 y en la Figura 6.3.

```

***** YORKFIT *****
collado monda
Errors are 2-sigma, in Percent
SETR  147Sm/144Nd      %err  143Nd/144Nd      %err  Error Correl.
1      .15192          .0306  .512234          .00508  0
2      .17366          .056   .512274          .00312  0
3      .1893           .402   .512305          .00469  0
4      .06631          .00254 .512058          .0043   0
MODEL 1 SOLUTION -- Assumes All Scatter is due to Analytical Error
                        SLOPE      Y-INTERCEPT    X-Intercept
BEST-FIT:              .0020113  .511925          -254.524
-----
Error (1-sigma, A Priori)      .0001137      1.773E-05
Error (1-Sigma, from scatter)  2.169E-05     3.38E-06
Error (95% Confidence Limits)  .0002229     3.474E-05      28.6
Coordinates of Centroid:      X = .14894    Y = .512225
Analytical Errors Alone Will Cause the Observed Amount of Scatter or More
96% of the Time, as Indicated by the M.S.W.D. of .0364
-----

Model 1 Isochron Age = 307 +/- 34 (95%conf) Ma
    
```

Tabla 6.1. Impresión de los resultados en pantalla, para las muestras C-22, C-28 y separados de fluorita y turmalina de la primera, obtenidos con el programa ISOPLOT (Ludwig, 1993).

La Tabla 6.1 muestra la impresión de los datos en pantalla obtenidos con el programa ISOPLOT (Ludwig, 1993) para las muestras analizadas. El ajuste de los datos a una recta y el cálculo del error se hace con el algoritmo desarrollado por York (1969). Los datos se han representado en la Figura 6.3.

En esta figura podemos observar que, para el caso de granitos como el que nos ocupa, el par fluorita-turmalina presenta, a priori, excelentes condiciones para la datación con Sm/Nd ya que estos dos minerales tienen un coeficiente de partición muy distinto para estos elementos.

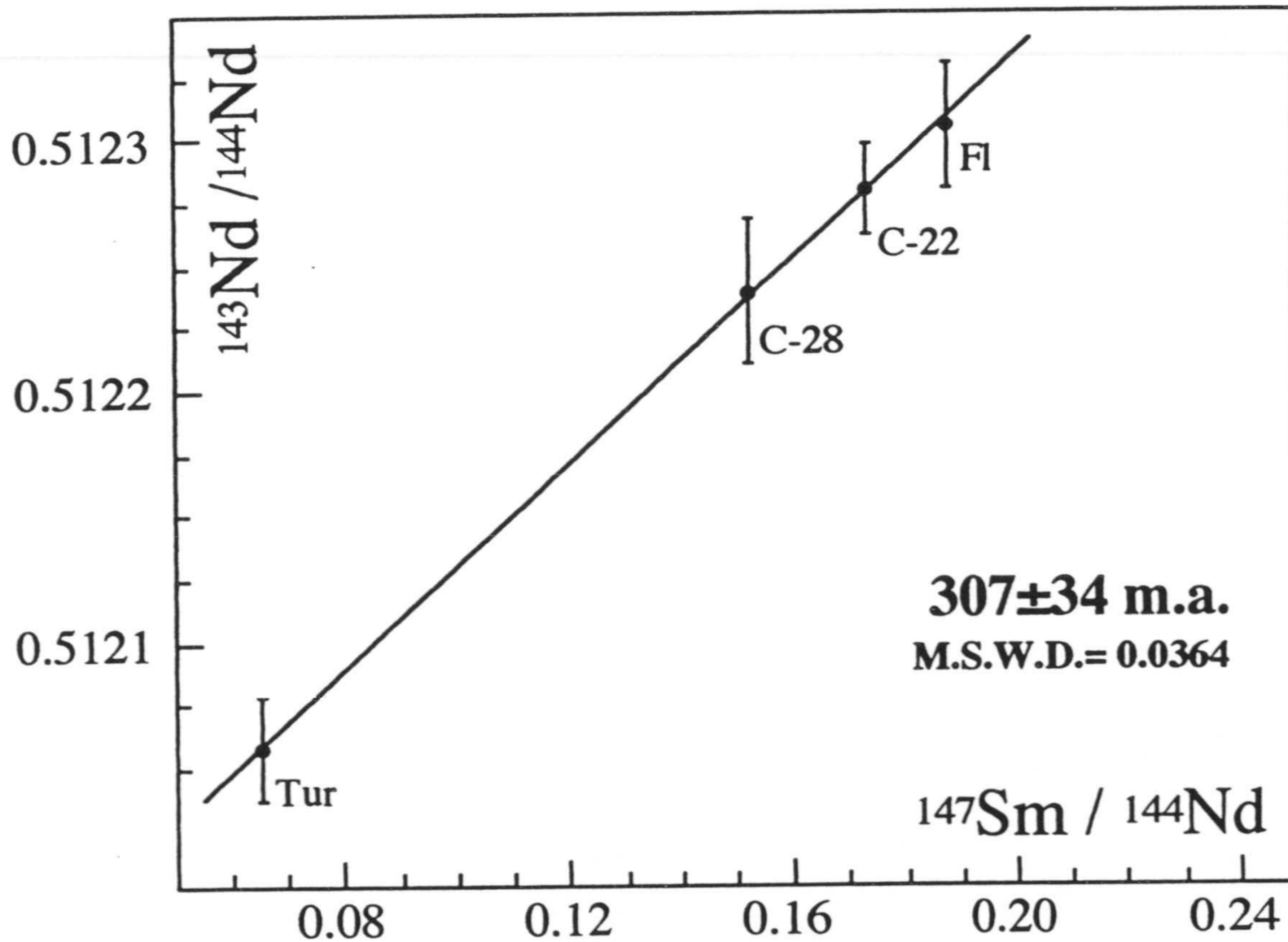


Figura 6.3. Isocrona Sm-Nd para las muestras C-22, C-28 y separados de fluorita y turmalina de la primera, procedentes del Collado Monda (metagranito de Lubrín).

La edad obtenida de 307 ± 34 m.a. (MSWD = 0.0364) es ligeramente mayor, aunque coincidente dentro de los márgenes de error, a la obtenida por Priem et al., (1966) y Andriessen et al. (1991). Esta datación situaría en el Carbonífero Superior (Odin, 1994) al magmatismo ácido del Complejo del Mulhacén representado por los ortogneises del tipo 1.

6.2.3.2. Metamorfismo de alta presión.

En el apartado 6.2.2 de este capítulo se ha puesto de manifiesto que la mayoría de las rocas estudiadas presentan disequilibrios isotópicos durante el metamorfismo de alta presión. La excepción puede ser la muestra C-28, que corresponde a un metagranito con enclaves micáceos del Collado Monda. En

esta roca, y como consecuencia del metamorfismo de alta presión, aparecen granates coroníticos de pequeño tamaño y libres de inclusiones alrededor de biotita de la matriz y de los enclaves micáceos (Fotos 16, 17 y 20). De esta muestra se obtuvo un separado de granate, y se intentó conseguir otro de fengita, pero no fué posible dado el pequeño tamaño que esta presenta y su intercrecimiento con biotita. Por tanto para estimar la edad del metamorfismo sólo se ha podido utilizar la roca total y el separado de granate. Los resultados se muestran en la Tabla 6.2 y la Figura 6.4.

***** YORKFIT *****

met. gt

Errors are 2-sigma, in Percent
 SETA 147Sm/144Nd %err 143Nd/144Nd %err Error Correl.
 1 .15192 .1 .512234 .001 0
 2 .35465 .0393 .512354 .00546 0
 MODEL 1 SOLUTION -- Assumes All Scatter is due to Analytical Error
 SLOPE Y-INTERCEPT X-Intercept
 BEST-FIT: 5.92136E-04 .512144 -864.909

 Error (1-sigma, A Priori) 7.014E-05 .0000114

Error (1-Sigma, from scatter) 0 0

Error (95% Confidence Limits) .0001375 2.234E-05 212

Coordinates of Centroid: X = .158499 Y = .512238

Analytical Errors Alone Will Cause the Observed Amount of Scatter or More
 100% of the Time, as Indicated by the M.S.W.D. of 0

Model 1 Isochron Age = 91 +/- 21 (95%conf) Ma

Tabla 6.2. Impresión de los resultados en pantalla, para la muestra C-28 y un separado de granate de esta, obtenidos con el programa ISOPLOT (Ludwig, 1993).

En este caso, y dado que la muestra C-28 forma parte de la isocrona ígnea determinada para este tipo de rocas, se ha supuesto que el error en la razón $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ es menor que el que se obtuvo realmente, como se puede observar de la comparación entre las Tablas 6.1 y 6.2. La edad obtenida de 91 ± 21 m.a., aunque está definida por una "isocrona" de dos puntos, con los problemas que esto puede conllevar como se ha visto en el apartado 6.2.2. de este capítulo, se considera que puede ser una estimación razonable para la edad del metamorfismo de alta presión, teniendo en cuenta que está de acuerdo con los límites máximo y mínimo para este metamorfismo impuestos por otro tipo de observaciones, como se verá al final de este capítulo.

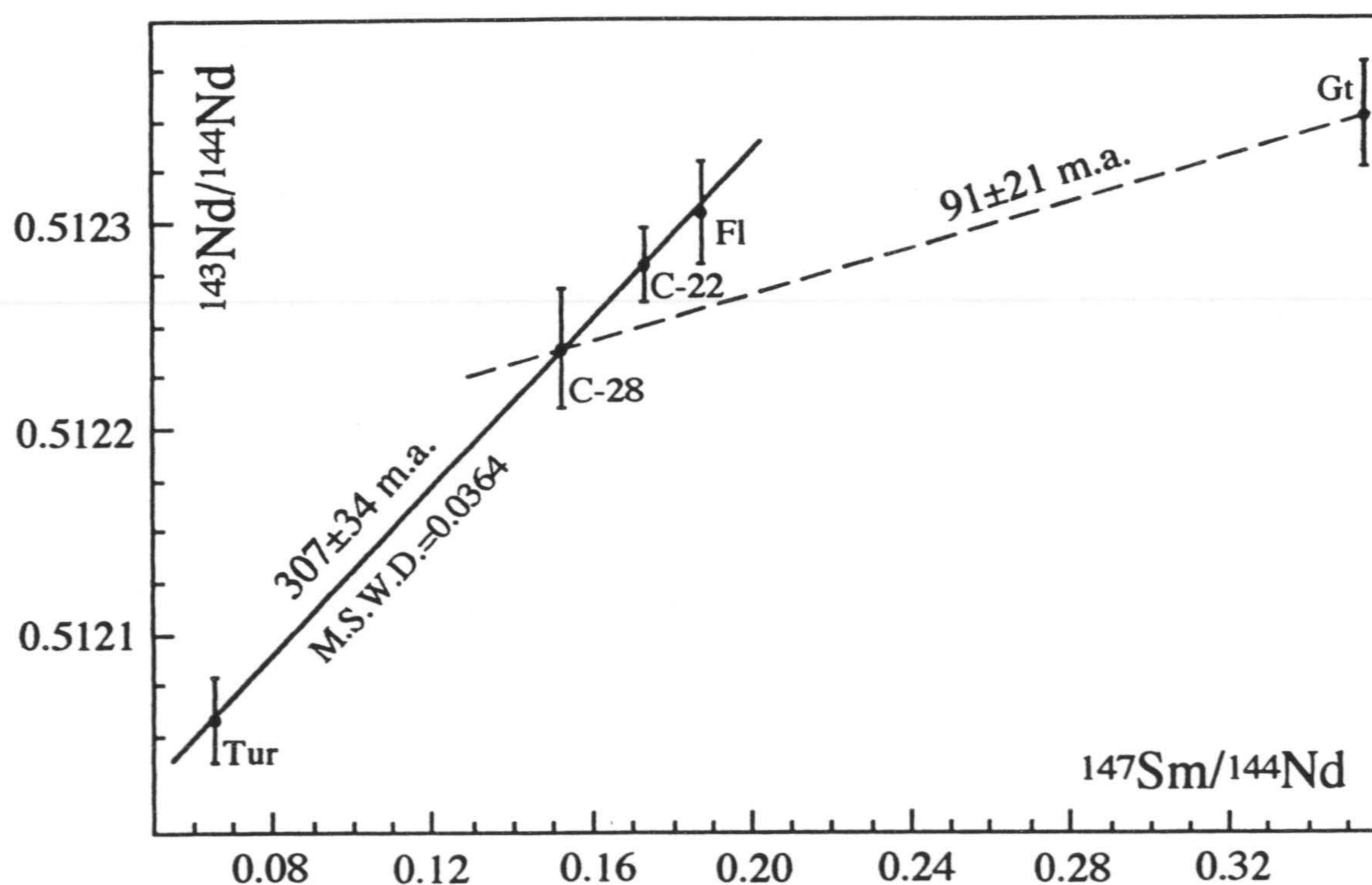


Figura 6.4. "Isocrona" de dos puntos Sm-Nd para la muestra C-28 y un separado de granate de esta, procedente del Collado Monda (metagranito de Lubrín).

6.3. SISTEMAS AR-AR Y K-AR.

Como ya se ha mencionado, el sistema Sm-Nd no proporcionó la totalidad de los resultados esperados, debido a la falta de equilibrio isotópico entre los minerales integrantes de las distintas paragénesis metamórficas. Este hecho, motivó el inicio de una nueva campaña de dataciones Ar-Ar y K-Ar encaminada a resolver algunos de los problemas inicialmente planteados, de la que los resultados obtenidos se muestran a continuación.

6.3.1. Sistema ^{40}Ar - ^{39}Ar .

Los análisis de Ar-Ar se han realizado en el Laboratorio de Tectónica y Geocronología de la Universidad de Montpellier, siguiendo el procedimiento descrito en Monié et al., (1994). Para cada muestra analizada se presentan, en la Tabla 6.3, los resultados analíticos obtenidos, y en la Figura 6.5 la edad correspondiente a cada fracción de gas liberado y el diagrama de correlación isotópica $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs. $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, en el cual la edad se ha calculado empleando el algoritmo desarrollado por York (1969).

Con objeto de facilitar la interpretación de los resultados, los minerales seleccionados para este estudio son todos de tamaño medio a grueso, están en equilibrio textural y químico (elementos mayores) con el resto de minerales mayoritarios integrantes de la roca, no presentan intercrecimientos con otras fases o evidencias de retrogresión y la paragénesis de la que forman parte (i.e., alta presión o presión y temperatura intermedias) se puede establecer con claridad. Las muestras C-14, C-76 y C-95 presentan una textura granoblástica carente de deformación penetrativa a escala centimétrica, con lo cual se minimiza la posibilidad de reequilibrio de las paragénesis encontradas durante eventos deformacionales posteriores. La muestra C-75 presenta una foliación S_2 penetrativa a escala de lámina delgada, y definida por la orientación subparalela de moscovita y biotita. Por tanto, la datación de estos minerales nos indicaría la edad de dicha deformación (D_2) y, a su vez, la edad de la paragénesis de presión y temperatura intermedias a la que está asociada.

C-95 Anf

T(°C)	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar} \times 10^3$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	% Atm.	% ^{39}Ar	Edad
500	10.356	3.308	8.686	97.7	0.1	233±1212
600	39.939	2.743	9.031	81.0	0.1	768±1068
700	29.752	2.721	24.129	80.4	0.2	601±874
800	14.069	2.351	11.926	69.4	0.6	309±302
900	2.431	2.470	14.469	73.0	3.0	57.35±29.06
980	1.590	2.260	9.073	66.8	18.1	37.71±5.38
1020	1.241	1.430	9.587	42.2	72.6	29.51±1.44
1060	1.034	2.069	8.922	61.1	82.9	24.62±9.71
1100	0.828	2.102	8.367	62.1	91.2	19.74±9.11
1400	0.999	2.627	8.114	77.6	100	23.79±8.64
J= 0.013285					Total =	32.2±3.2

Tabla 6.3. Resultados obtenidos para las muestras analizadas mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. El error para cada salto de temperatura se da a nivel de 2 sigma. El error J sólo se ha propagado para las edades de "plateau" (Figura 6.5) y para la edad total.

C-14 Ms

T(°C)	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar} \times 10^3$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	% Atm.	% ^{39}Ar	Edad
500	0	3.391	0.12	100	0.4	0
550	1.502	3.261	0	96.3	1	35.65±27.79
600	1.19	3.129	0.011	92.4	2	28.31±12.7
650	1.826	2.736	0.001	80.8	4.1	43.25±8.00
700	1.876	2.643	0	78.1	7.4	44.41±3.96
750	2.227	2.801	0.005	82.7	14.3	52.61±3.10
780	2.303	2.932	0	86.6	21.3	54.37±3.70
810	2.197	2.936	0.004	86.7	34.6	51.92±3.19
840	2.508	2.728	0.003	80.6	57.7	59.13±2.27
870	2.559	2.413	0.001	71.3	81.9	60.32±1.66
900	2.56	1.63	0	48.1	98.9	60.35±1.01
950	2.15	2.228	0.002	65.8	99.3	50.81±42.53
1400	2.054	2.461	0.004	72.7	100	48.58±29.55
J = 0.013285					Total =	56.2±1.5

C-76 Ms

T(°C)	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar} \times 10^3$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	% Atm.	% ^{39}Ar	Edad
500	2.625	2.85	0	84.2	0.1	61.86±79.78
575	2.205	1.978	0.014	58.4	0.4	52.09±63.52
650	0.857	2.237	0	66.1	1.3	20.44±9.92
700	0.534	2.135	0	63	2.7	12.76±10.99
750	0.434	2.195	0.002	64.8	5.4	10.37±4.60
800	0.61	1.417	0	41.8	9.1	14.58±2.90
850	0.695	1.603	0.003	47.3	19.2	16.59±1.03
880	0.661	1.443	0	42.6	31.9	15.79±0.77
915	0.706	1.07	0	31.6	45.3	16.85±1.00
950	0.703	1.032	0	30.5	59.7	16.78±0.62
990	0.685	1.326	0	39.1	71.7	16.35±0.90
1030	0.676	1.301	0	38.4	94.6	16.15±0.38
1070	0.582	1.432	0	42.3	97.4	13.89±3.16
1450	0.531	2.08	0.018	61.4	99.9	12.68±4.74
J= 0.013285					Total =	16.1±0.5

Tabla 6.3 (cont.). Resultados obtenidos para las muestras analizadas mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. El error para cada salto de temperatura se da a nivel de 2 sigma. El error J sólo se ha propagado para las edades de "plateau" (Figura 6.5) y para la edad total.

C-75 Ms

T(°C)	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar} \times 10^3$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	% Atm.	% ^{39}Ar	Edad
500	2.47	3.072	0.034	90.7	0.2	58.26±34.88
550	1.948	2.638	0	77.9	0.5	46.10±28.97
600	1.202	2.614	0.004	77.2	0.9	28.58±20.97
650	1.308	1.989	0.001	58.7	1.7	31.10±13.55
700	1.181	1.67	0	49.3	3.9	28.09±4.84
750	1.307	1.427	0	42.1	7.7	31.07±2.80
800	1.483	1.326	0.001	39.1	14.9	35.21±1.38
850	1.504	1.042	0.001	30.8	30.9	35.71±0.74
880	1.502	0.759	0	22.4	50	35.65±0.61
950	1.517	0.774	0	22.8	83.8	36.01±0.49
990	1.509	0.867	0	25.6	91.5	35.82±0.95
1030	1.343	0.965	0	28.5	99.4	31.91±1.43
1450	1.651	1.399	0.015	41.3	100	39.16±24.01
J = 0.013285					Total =	35.1±0.7

C-75 Bt

T(°C)	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$	$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar} \times 10^3$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	% Atm.	% ^{39}Ar	Edad
500	0.311	3.383	0.093	99.9	0.3	7±268
550	0.333	3.378	0.01	99.8	0.7	8±46
600	1.746	3.301	0.017	97.5	2.4	41.38±15.48
650	1.525	3.279	0.006	96.8	4.8	36.20±11.24
700	1.47	3.018	0.004	89.1	11.5	34.90±3.10
750	1.541	1.733	0.001	51.2	29	36.58±0.69
800	1.566	0.621	0.001	18.3	52.3	37.14±0.22
850	1.642	0.625	0	18.4	70.4	38.95±0.32
900	1.753	0.672	0	19.8	78.5	41.54±1.01
950	1.725	0.756	0.003	22.3	83.2	40.89±1.33
1000	1.65	0.821	0.001	24.2	88.8	39.13±2.29
1050	1.617	0.845	0.001	24.9	98.5	38.36±1.20
1090	1.335	1.982	0.033	58.5	99.7	31.73±13.54
1450	1.736	3.016	0	89.1	100	41.14±78.89
J = 0.013285					Total =	37.7±1.2

Tabla 6.3 (cont.). Resultados obtenidos para las muestras analizadas mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. El error para cada salto de temperatura se da a nivel de 2 sigma. El error J sólo se ha propagado para las edades de "plateau" (Figura 6.5) y para la edad total.

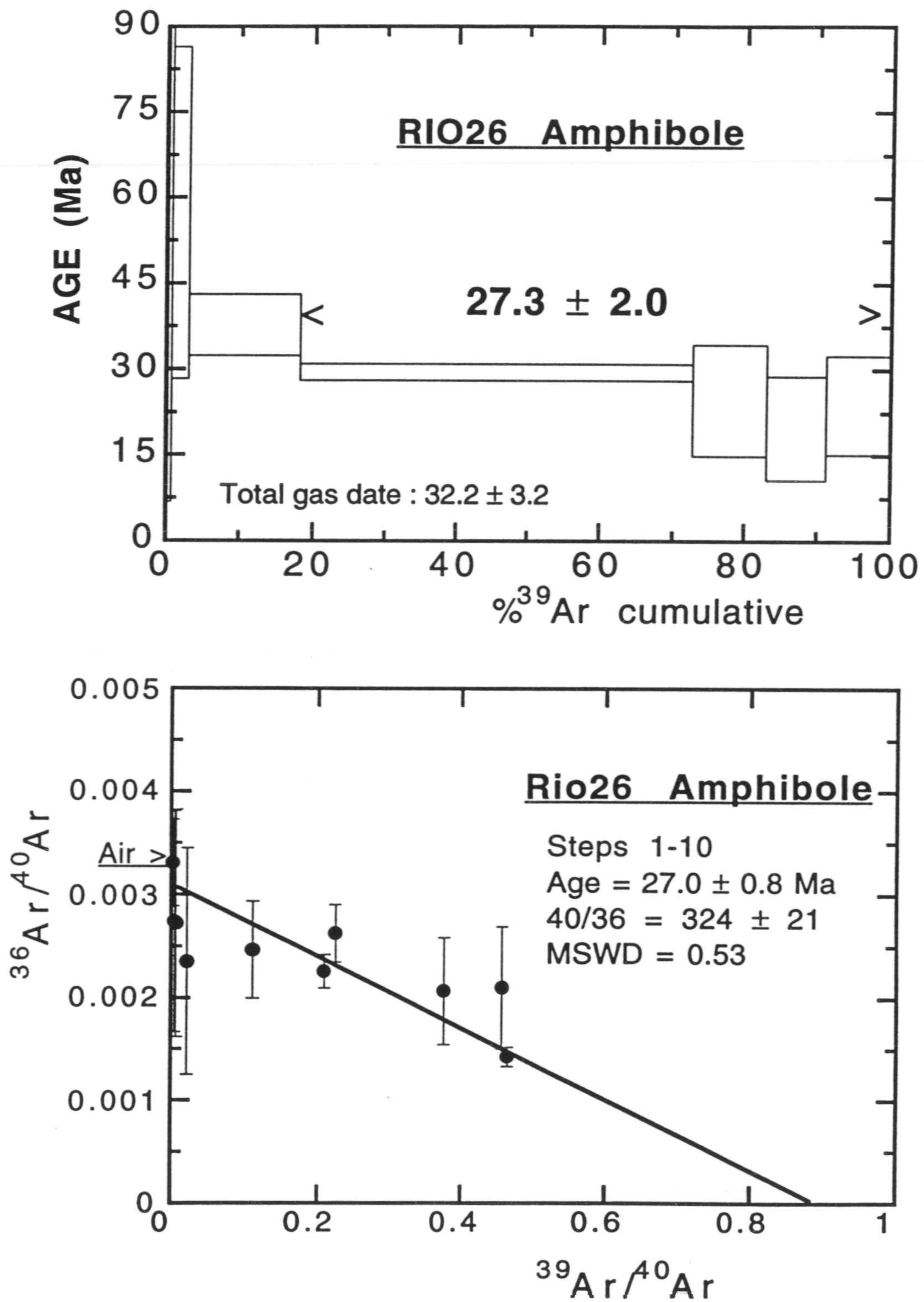


Figura 6.5. Diagramas edad vs. %³⁹Ar acumulado (superior) y ³⁶Ar/⁴⁰Ar vs. ³⁹Ar/⁴⁰Ar (inferior) para las muestras analizadas.

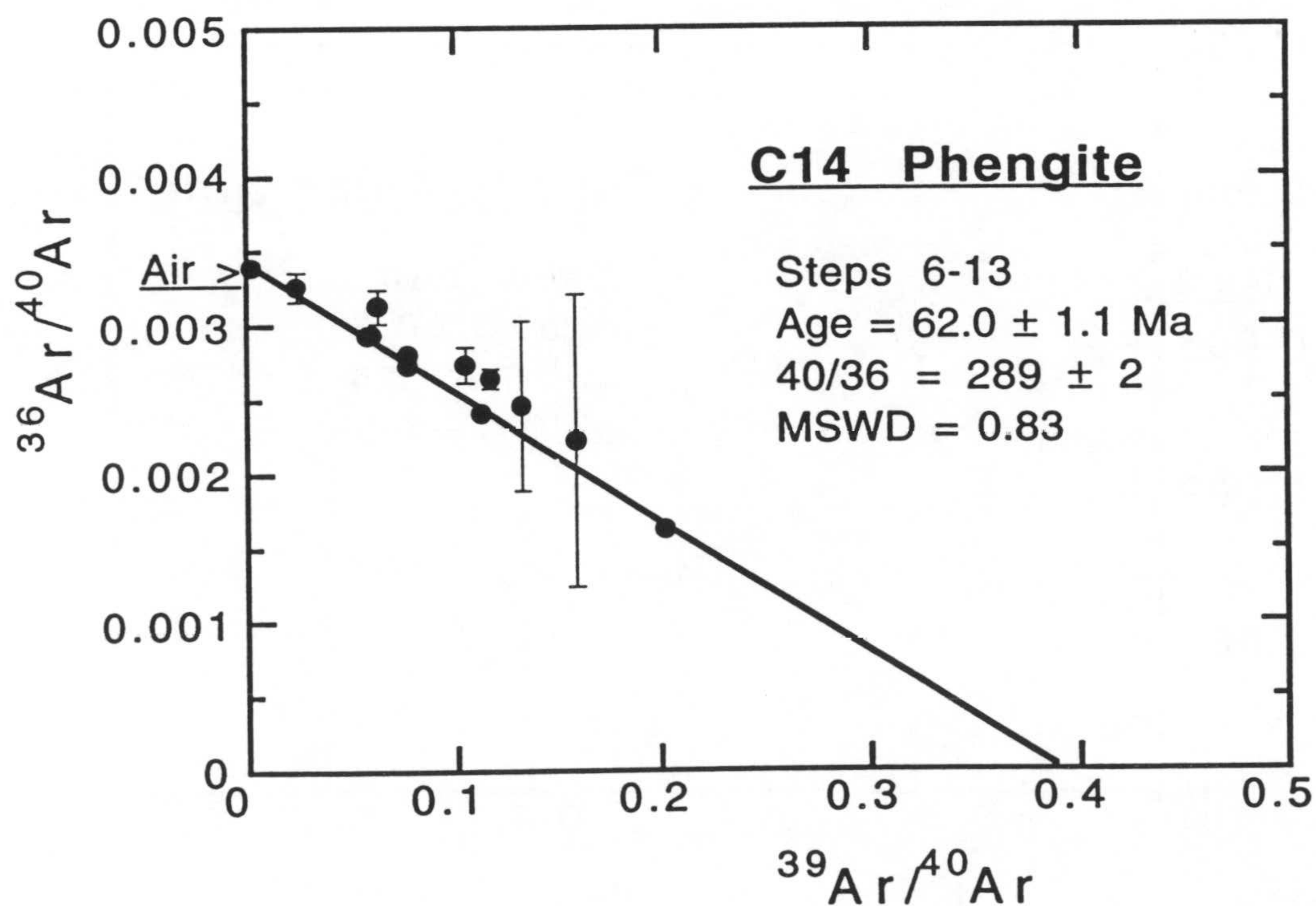
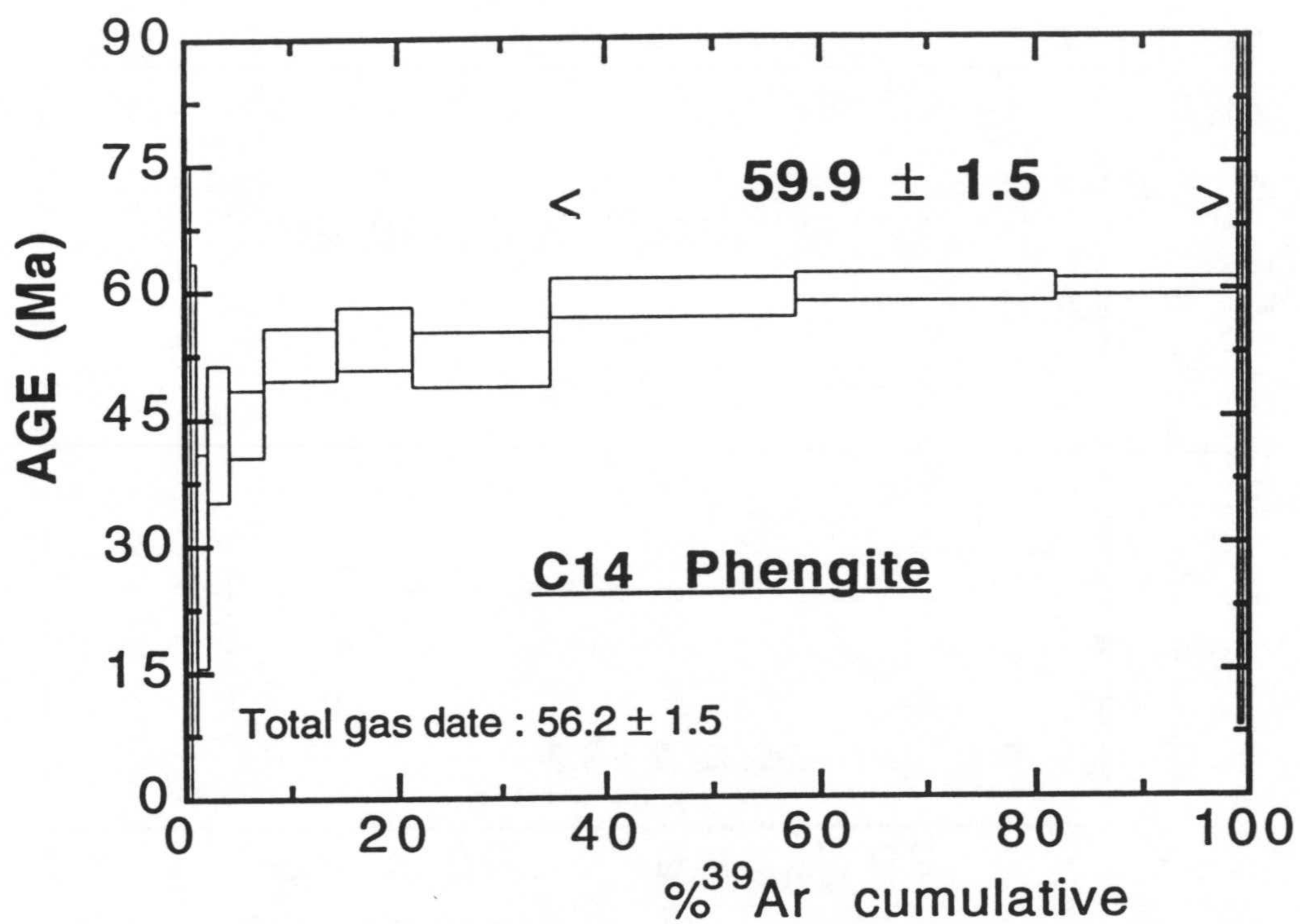


Figura 6.5 (cont.). Diagramas edad vs. %³⁹Ar acumulado (superior) y ³⁶Ar/⁴⁰Ar vs. ³⁹Ar/⁴⁰Ar (inferior) para las muestras analizadas.

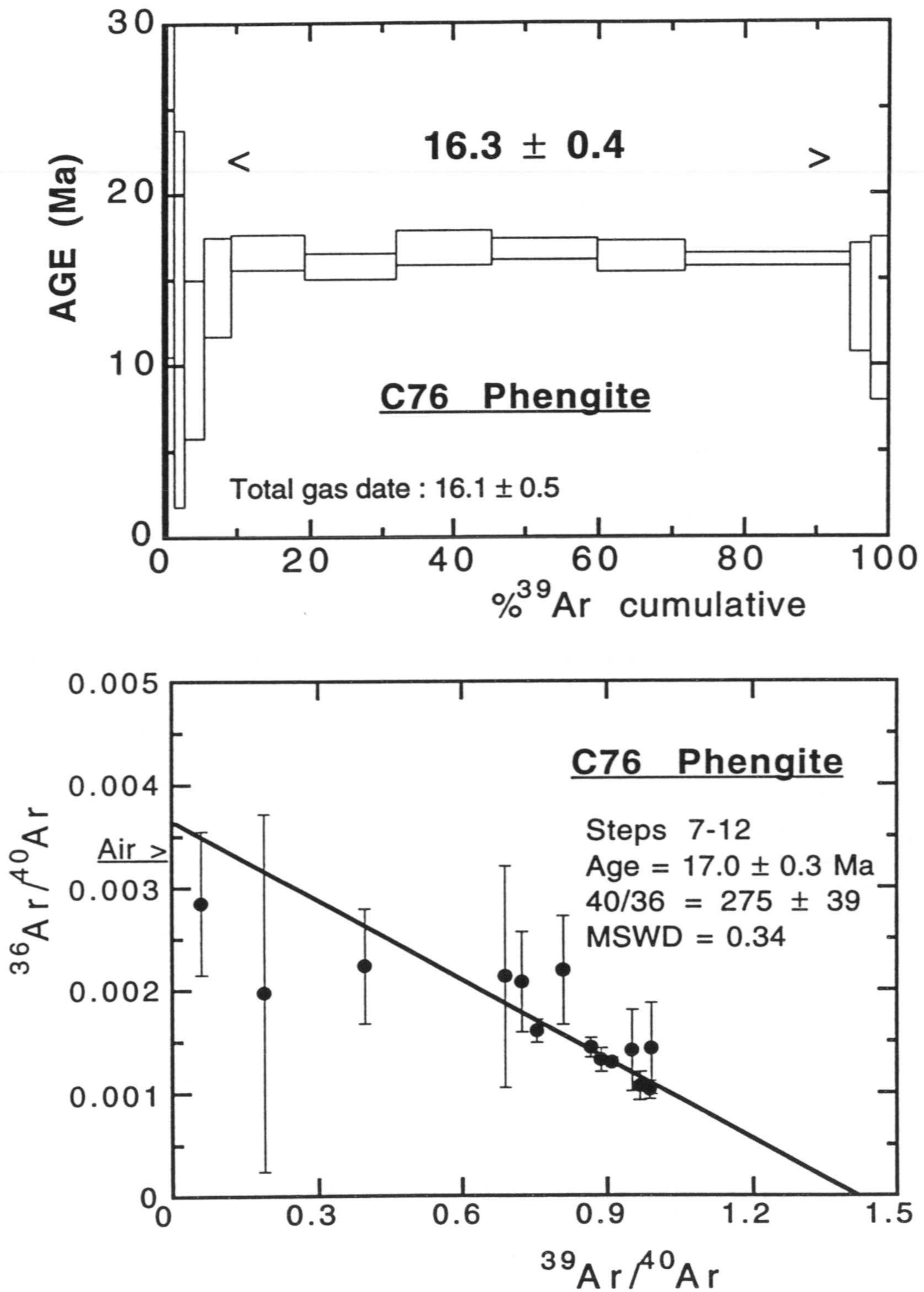


Figura 6.5 (cont.). Diagramas edad vs. %³⁹Ar acumulado (superior) y ³⁶Ar/⁴⁰Ar vs. ³⁹Ar/⁴⁰Ar (inferior) para las muestras analizadas.

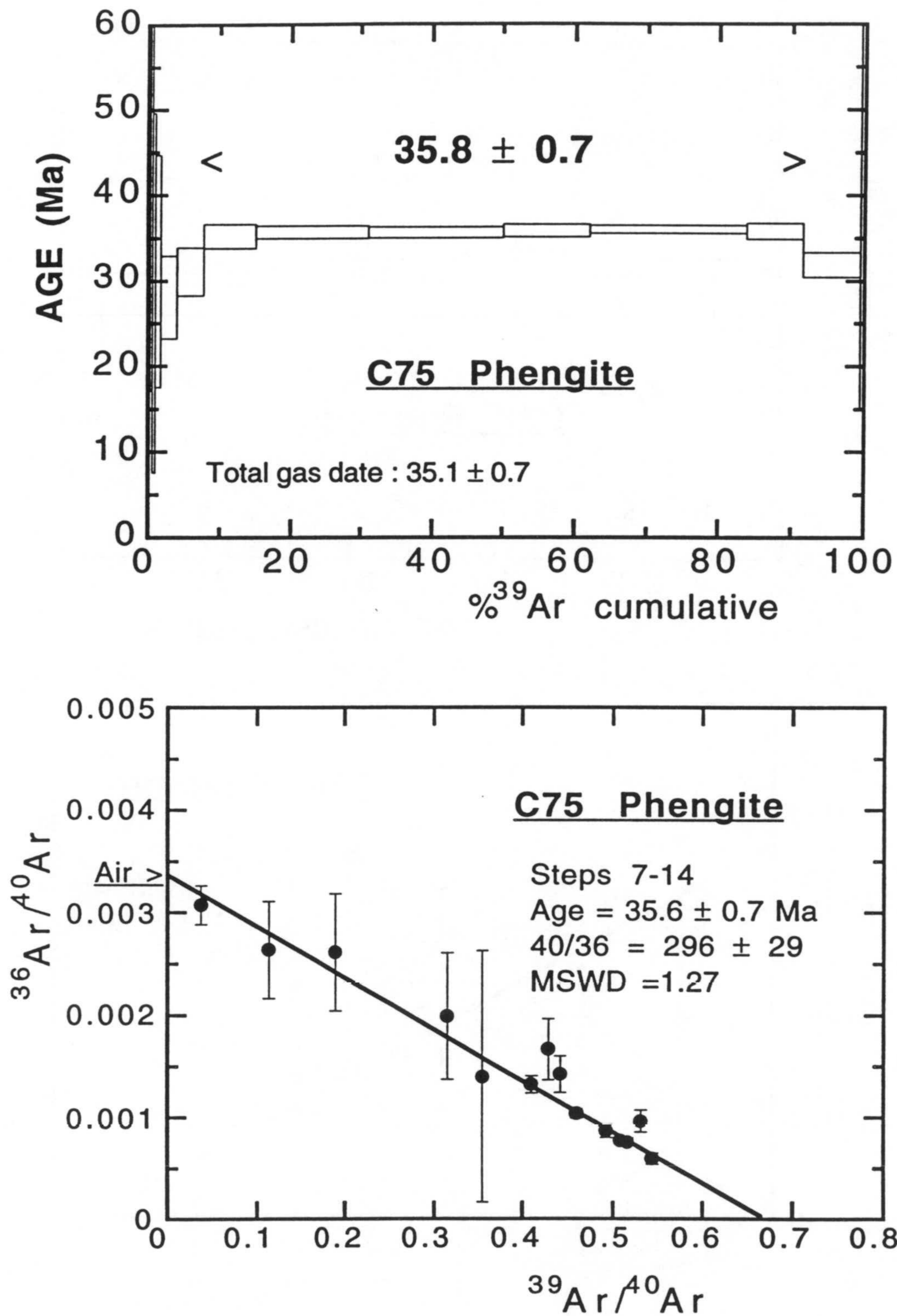


Figura 6.5 (cont.). Diagramas edad vs. %³⁹Ar acumulado (superior) y ³⁶Ar/⁴⁰Ar vs. ³⁹Ar/⁴⁰Ar (inferior) para las muestras analizadas.

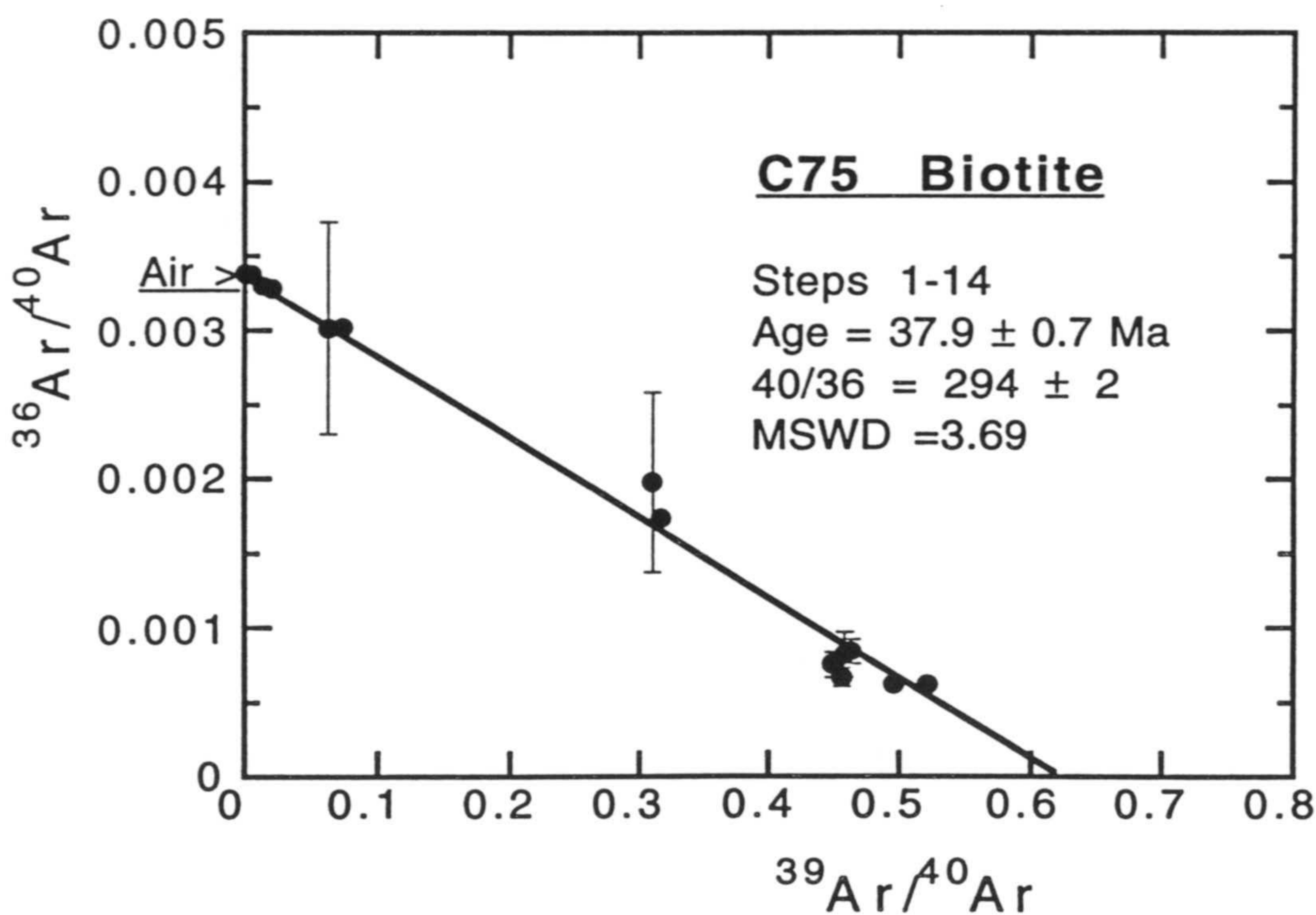
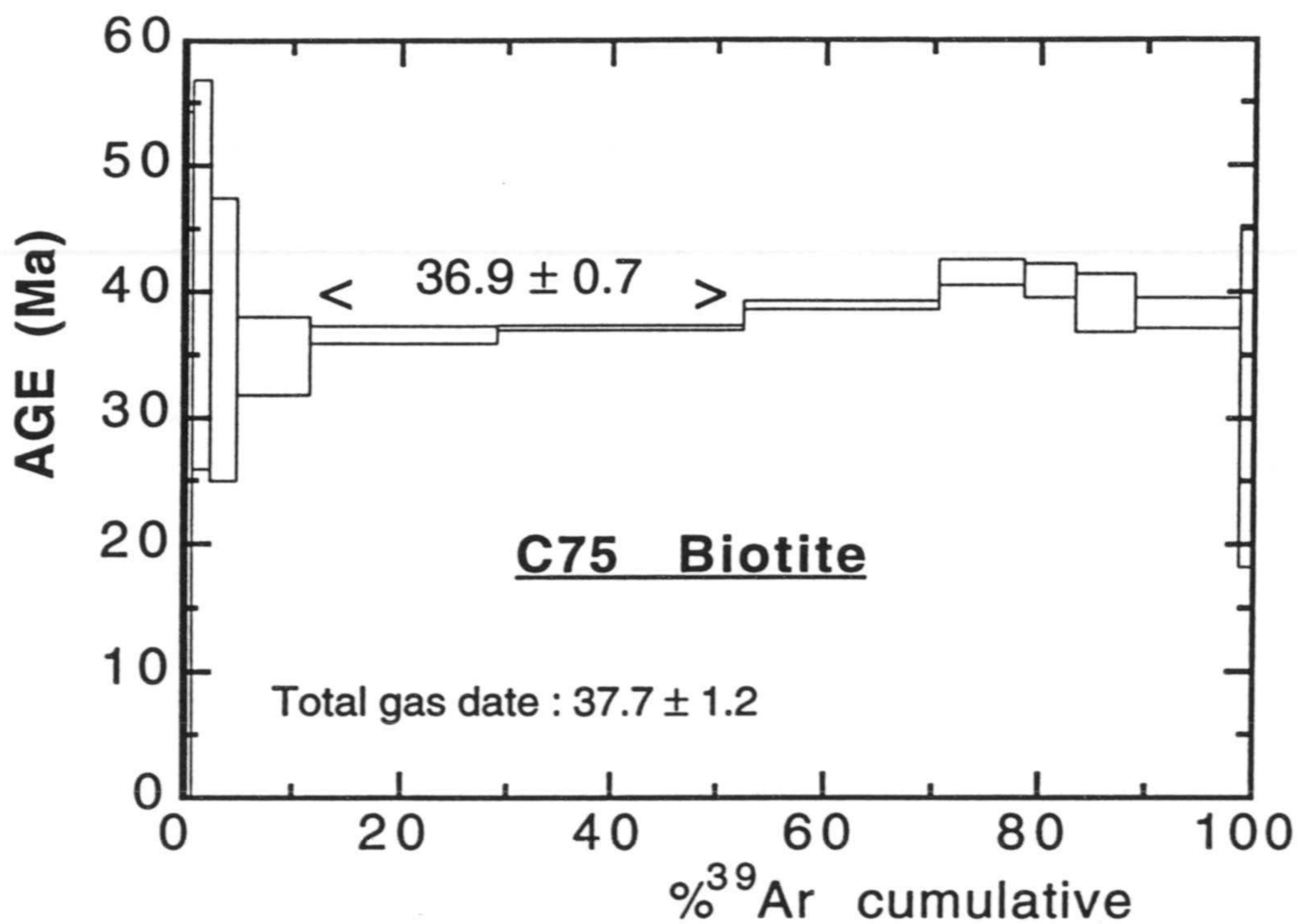


Figura 6.5 (cont.). Diagramas edad vs. %³⁹Ar acumulado (superior) y ³⁶Ar/⁴⁰Ar vs. ³⁹Ar/⁴⁰Ar (inferior) para las muestras analizadas.

La mayoría de las muestras analizadas presentan una edad de "plateau" relativamente bien definida para gran parte del Ar liberado, y en el diagrama de correlación isotópica $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs. $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, las distintas fracciones de gas definen una línea de mezcla cuya intersección con el eje de abscisas corresponde a una edad que no difiere sustancialmente de la edad de "plateau" obtenida. Además, en general el componente no radiogénico de argón inicialmente atrapado, estimado a partir de la intersección de la línea de mezcla antes mencionada con el eje de ordenadas (Heizler y Harrison, 1988; McDougall y Harrison, 1988), presenta una razón $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ muy similar al valor actual de 295.5, por lo que se asumirá que la edad calculada a partir del diagrama de correlación isotópica es la mejor estimación de la edad de cierre de cada mineral. A continuación se describen brevemente las dataciones obtenidas, indicando en cada caso como edad del mineral la obtenida a partir del diagrama de correlación isotópica. La edad de "plateau" y la de fusión total, para cada mineral, se pueden ver en la Figura 6.5 y la Tabla 6.3 respectivamente.

- **C-95 Anf.** Esta muestra, denominada con la sigla "Rio 26" en la Figura 6.5, corresponde a un anfíbol cálcico procedente de un skarn pobre en Na, que parece estar constituido por los minerales integrantes de la paragénesis de skarn original (Apéndice I). El anfíbol aparece como cristales de hasta 1 cm. orientados al azar. El objetivo que se pretendía cubrir con esta muestra era establecer la edad de dicho skarn, sin embargo la edad obtenida, de 27.0 ± 0.8 m.a., muestra la apertura del sistema durante el metamorfismo alpino. El descenso progresivo de la edad aparente al aumentar el porcentaje de ^{39}Ar liberado, similar al descrito para hornblendas actinolíticas por Harrison y McDougall (1980), junto con la existencia de fracciones iniciales de gas que se proyectan por debajo de la línea de mezcla en el diagrama de correlación isotópica (Figura 6.5), sugieren que el anfíbol presenta exceso de Ar. Por tanto, esta datación probablemente carece de significado geológico.
- **C-14 Ms.** La muestra corresponde a una moscovita con alto grado de sustitución fengítica ($\text{Si}=3.35\text{-}3.40$) procedente de un ortogneis granoblástico en los alrededores del Collado Monda. El aumento progresivo de la edad aparente al aumentar el porcentaje de ^{39}Ar liberado (Figura 6.5) sugiere que la muestra presenta un reequilibrio térmico parcial (Harrison y McDougall, 1980). La proximidad de la razón $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ del Ar inicial con el valor actual y la ausencia de fracciones de gas que se proyecten por debajo de la línea de correlación, sugieren además que la muestra no presenta argón en exceso, por lo que la edad obtenida de $62.0 \pm$

1.1 representaría una buena estimación de la edad mínima de las fengitas originadas durante el metamorfismo de alta presión.

- **C-76 Ms.** Esta moscovita procede de una roca de skarn rica en Na equilibrada en facies eclogíticas. La moscovita, que presenta un alto grado de sustitución fengítica ($Si=3.33-3.36$), suele aparecer en venas junto con onfacita. La edad obtenida de 17.0 ± 0.3 , junto con la distribución irregular de la edad aparente en función del porcentaje de ^{36}Ar liberado y la desviación observada en el diagrama de correlación, sugieren la apertura del sistema durante un evento tardío, por lo que la edad obtenida probablemente dataría este evento de calentamiento por encima de unos $350\text{ }^\circ\text{C}$.
- **C-75 Ms.** En este caso también se ha analizado una moscovita, con un moderado grado de sustitución fengítica ($Si=3.24-3.28$), que procede de un diferenciado rico en biotita en los alrededores del Collado Monda. Esta moscovita está asociada a biotita de color marrón rojizo y verde oliva. La orientación subparalela que presenta este mineral, junto con la biotita, definen la foliación principal S_2 , que es la que presenta la mayor parte del afloramiento donde aparecen. Por tanto, este mineral se interpreta que pertenece a la paragénesis de presión y temperatura intermedias. La moscovita presenta una composición del Ar inicial muy similar a la actual, y una edad de "plateau" bien definida y coincidente con la edad obtenida en el diagrama de correlación de 35.6 ± 0.7 m.a., por lo que esta edad se considera que podría representar la edad del metamorfismo de presión y temperatura intermedias, así como la edad de la deformación D_2 .
- **C-75 Bt.** Esta muestra corresponde a un separado de biotita de la misma roca que la moscovita anterior. En este caso, la edad de "plateau" está peor definida, aunque las distintas fracciones de gas liberado presentan una buena correlación en el diagrama de $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs. $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, con una edad de 37.9 ± 0.7 y una composición del Ar inicial similar a la de la moscovita anterior, y a su vez a la actual. En este caso, las variaciones en edad observadas entre las distintas fracciones de gas liberado, podrían estar relacionadas con el hecho de que la biotita analizada es una mezcla de biotita marrón rojiza y biotita verde oliva. Estos dos tipos de biotita están en aparente equilibrio entre sí, y a su vez, en equilibrio con la moscovita anterior, pero quizás, a juzgar por las irregularidades observadas, no se hayan formado exactamente a la vez. En cualquier caso, la datación obtenida, aunque de peor calidad, es similar a la anterior.

6.3.2. Sistema ^{40}K - ^{40}Ar .

Los análisis de K-Ar se han realizado en el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Coimbra, siguiendo el procedimiento descrito en Costa et al., (1975). El objetivo de estos análisis ha sido contrastar las edades K-Ar obtenidas previamente en este laboratorio (Portugal et al., 1988) para cloritoides de la paragénesis metamórfica prealpina en metapelitas con grafito del basamento de la Caldera. Los resultados obtenidos se presentan en la Tabla 6.4.

Muestra	Peso (gr)	K (%)	#spike	$^{40}\text{Ar}(\text{rad})$ ccSTP/g $\times 10^{-6}$	$^{40}\text{Ar}(\text{atm})$ (%)	Edad (m.a.)
Ctd-1	0.32624	0.191	1231.4	2.7973	33.5	342±38
Ctd-2	0.32988	0.149	1398.9	1.3950	51.4	225±11
Ctd-3	0.35641	0.191	1103	1.5613	50.0	199±10

Tabla 6.4. Resultados K-Ar para cloritoides de la paragénesis metamórfica prealpina en metapelitas con grafito del basamento de la Caldera.

La comparación de los datos obtenidos para estos cloritoides con los previamente publicados (305 ± 10 y 261 ± 5 m.a.), muestra que este mineral está parcialmente reequilibrado durante la orogenia alpina, no siendo posible estimar si la variación en la edad observada se debe a un rejuvenecimiento de las edades más antiguas, o a la presencia de Ar en exceso en estas. Este metamorfismo prealpino, de baja presión y temperatura de media a alta (Puga y Díaz de Federico, 1976), se ha observado en relación con intrusiones graníticas hercínicas (Priem, 1962; Suárez y Corretgé, 1987). En particular, en la región de Serra do Marao, descrita por Priem (1962), el autor hace referencia a la presencia de un metamorfismo regional de gradiente medio-alto que genera, entre otros, grandes cristales de cloritoide y andalucita (chiastolito) que son ligeramente anteriores a las intrusiones graníticas de la zona, ya que la aureola de contacto de algunos plutones desestabiliza los minerales antes mencionados. La mineralogía y secuencia de acontecimientos descrita por Priem (1962) es muy similar a la descrita por Puga y Díaz de Federico (1967), por lo que el origen de este metamorfismo podría estar en relación con la intrusión de los granitos del tipo 1. Si esto es así, la edad de este metamorfismo sería ligeramente superior a los 307 ± 34 m.a. determinados para la edad del magmatismo, con lo que la dispersión en las

edades K-Ar observadas sería el resultado de la pérdida parcial de Ar de estos cloritoides durante el metamorfismo alpino.

6.4. SÍNTESIS GEOCRONOLÓGICA.

Los datos geocronológicos obtenidos en este trabajo, junto con la interpretación de los previamente publicados, expuestos al comienzo de este capítulo, y el estudio petrológico y geoquímico realizado de los ortogneises, permiten el establecimiento de una cronología de acontecimientos para los distintos procesos, tanto ígneos como metamórficos, observados en las rocas del Complejo del Mulhacén. Hay que mencionar, sin embargo, que de algunos de los procesos reconocidos, en concreto la edad del metamorfismo prealpino, la edad de los ortogneises del tipo 2 y la edad del magmatismo intraorogénico, la información geocronológica de la que se dispone es escasa y de no muy buena calidad. Este hecho, pone de manifiesto que hace falta un mayor número de estudios geocronológicos encaminados en este sentido, y que por tanto la cronología de acontecimientos que a continuación se expone es provisional en lo referente a la edad absoluta de algunos procesos, reflejando el estado actual de los conocimientos.

A continuación se exponen los distintos eventos observados en las rocas del Complejo del Mulhacén, indicando en cada caso la edad o intervalo temporal en el que se habrían producido, así como las dataciones utilizadas para el establecimiento de esta edad.

- **Metamorfismo prealpino.** Como ya se ha mencionado, este es uno de los eventos de los que se dispone de una información no muy precisa (Portugal et al., 1988; este trabajo). No obstante, las dataciones existentes, junto con la notable similitud que las paragénesis descritas presentan con un metamorfismo muy similar en otras áreas de la orogenia hercínica, situarían probablemente a este evento metamórfico como ligeramente anterior a los 307 m.a.
- **Magmatismo granítico hercínico.** La mejor estimación de la edad de este magmatismo se considera que es la isocrona Sm-Nd de 307 ± 34 m.a. obtenida en este trabajo. Las dataciones Rb-Sr previas, de 275 ± 30 (Priem et al., 1966) y 267 ± 29 (Andriessen et al., 1991), junto con otras dataciones K-Ar de moscovitas en torno a los 260 m.a. (Priem et al., 1966), se sitúan en el margen inferior de error de la datación Sm-Nd. Además, los sistemas Rb-Sr y K-Ar, como se ha mostrado en este trabajo, son más susceptibles a la apertura parcial durante del metamorfismo alpino que el

sistema Sm-Nd, por lo que las dataciones previas, o bien se puede considerar que están dentro del margen de error, o que mostrarían los efectos de una ligera apertura del sistema con posterioridad a la formación de la roca.

- **Magmatismo intermedio-ácido de intraplaca.** Este magmatismo es el que origina los ortogneises del tipo 2. Su edad es bastante imprecisa ya que las dataciones de que se dispone son todas de no muy buena calidad y no del todo coincidentes. Así, Andriessen et al., (1991) obtienen edades para este tipo de rocas entre 229 ± 27 y 191 ± 62 m.a., mientras que Puga (1971) obtiene una edad de 215 ± 15 m.a. Por tanto, este magmatismo probablemente se situaría en torno al Triásico Superior, aunque no se puede descartar una edad algo más antigua (Pérmico Superior o Triásico Inferior) o incluso que represente varias manifestaciones volcánicas sucesivas en el tiempo durante gran parte del permotrias.
- **Magmatismo ofiolítico.** La edad establecida para este tipo de rocas oscila entre 174 ± 4 y 164 ± 4 m.a. (Portugal et al., 1988) y 143 ± 3 m.a. (Hebeda et al., 1980). No obstante, Hebeda y colaboradores, ponen de manifiesto que la edad obtenida es algo imprecisa ya que está definida casi exclusivamente por la posición de la de biotita en la isocrona, que se aleja mucho del resto de los minerales analizados, y concluyen por tanto que la edad obtenida sería una edad mínima. Por último, Monié et al. (en prep.) obtienen una edad Ar-Ar con sonda láser de 158 ± 4 m.a. para un anfíbol kaersutítico que se interpreta desde el punto de vista textural como relacionado con un metamorfismo de fondo oceánico (Puga, 1990). Por tanto se interpreta que la edad de este magmatismo estaría en torno a 175-165 m.a.
- **Metamorfismo de alta presión.** Un límite superior para este evento metamórfico, en torno a los 90-100 m.a., estaría constituido por la edad establecida por Tendero et al., (1993) a partir de restos de foraminíferos cretácicos que aparecen en materiales que han sufrido este metamorfismo. Por otro lado, un límite inferior estaría constituido por la edad Ar-Ar de 62.0 ± 1.1 m.a. obtenida en este trabajo para un separado de moscovita procedente de una paragénesis de alta presión en ortogneises del tipo 1. La datación Sm-Nd obtenida en este trabajo de 91 ± 21 m.a., aunque con las limitaciones que puede presentar como ya se ha comentado, está dentro de este rango de edades máxima y mínima establecido, así como una serie de edades obtenidas por otros autores como 85 ± 4 y 72 ± 1 (Portugal et al., 1988), 85 ± 8 , 84 ± 8 y 80 ± 8 (Andriessen et al., 1991) y 109 ± 1.5 , $93.3 \pm$

0.3, 85.2 ± 0.5 y 81 ± 11 (de Jong, 1991). Por tanto, y aunque de todas las dataciones expuestas la que presenta un mayor grado de fiabilidad es la de 62.0 ± 1.1 (que por otra parte muestra un cierto grado de reequilibrio posterior), de los datos anteriores se puede concluir que la edad de este metamorfismo podría situarse en torno a los 70-80 m.a.

- **Magmatismo intraorogénico.** Las dataciones obtenidas hasta el momento para este tipo de rocas son algo imprecisas, ya que son edades K-Ar de roca total (Puga et al., 1996). Sin embargo, la edad de 67 ± 5 m.a. obtenida para una andesita basáltica muy ligeramente transformada durante un metamorfismo en facies de esquistos verdes, y que a escala de todo el afloramiento donde aparece no muestra en ningún punto evidencias de un metamorfismo de alta presión, sugiere que esta edad estaría de acuerdo con el origen establecido a partir del quimismo de estas rocas. Así, este tipo de rocas estarían asociadas a un volcanismo tipo andino coetáneo con un proceso de subducción (Puga et al., 1996). Por tanto, esto explicaría el hecho de que por un lado presenten una edad similar o ligeramente posterior al metamorfismo de alta presión, y por otro que este tipo de rocas no hayan sufrido este metamorfismo. En consecuencia, se considera como muy probable la edad paleocena establecida para este tipo de rocas.
- **Metamorfismo de presión y temperatura intermedias.** Durante este evento metamórfico, se produce una evolución continua desde facies de anfibolitas de albita-epidota hasta facies de esquistos verdes. Las dataciones obtenidas para anfíboles que se habrían formado, según mi opinión, durante este evento, oscilan entre aproximadamente 50 y 25 m.a., y entre ellas estarían las dataciones de 48.4 ± 2.2 y 24.6 ± 3.6 de Monié et al. (1991), las de 28 ± 4 y 26 ± 0.5 de Puga et al. (1996) y la de 44.8 ± 2.3 de Monié et al. (en prep.). Las dataciones obtenidas en este trabajo, para micas de este evento metamórfico y orientadas según S_2 , de 37.9 ± 0.7 y 35.6 ± 0.7 estarían también dentro de este rango. En consecuencia, este segundo evento metamórfico se habría desarrollado probablemente de forma continua durante el Eoceno-Oligoceno. El final de este metamorfismo es difícil de estimar, ya que existe un amplio número de edades de micas menores de 25 m.a. Sin embargo, en la mayoría de los casos estas micas presentan claras evidencias de un reequilibrio térmico posterior que produciría pérdidas de Ar entre un 75-85 % (de Jong et al., 1992), o están asociadas a contactos tectónicos extensionales en condiciones dúctiles (Monié et al., 1991) que producen recristalizaciones sólo en las inmediaciones de estos contactos. Por tanto, se considera que el límite inferior de este segundo evento metamórfico estaría alrededor de los

25 m.a. Esta edad, por otro lado, coincide con la obtenida para separados de anfíbol actinolítico y albita que se habrían formado en torno a 5 kb y 425 °C (Puga et al., 1996) y que representarían los estadios finales de este metamorfismo.

- **Otros eventos tardíos.** Por último, como se acaba de mencionar, el resto de edades observadas por debajo de unos 25 m.a. se interpretan como el resultado de recristalizaciones locales asociadas a contactos extensionales dúctiles, o bien originadas como consecuencia del reequilibrio térmico de edades más antiguas. El foco de calor que originaría este reequilibrio tardío de los sistemas isotópicos, podría estar asociado, como sugieren de Jong et al., (1992), a un periodo de intenso volcanismo en las cuencas próximas a los dominios metamórficos, ubicado entre 15 y 7 m.a. (Bellon et al., 1983), al que se asocian alteraciones hidrotermales y mineralizaciones en las rocas metamórficas próximas con temperaturas de hasta 250 °C (Oen et al., 1975). Por otro lado, las recristalizaciones asociadas a contactos extensionales dúctiles tendrían un límite inferior de unos 9 m.a. para el área de Sierra Nevada y de unos 12 m.a. para el de Sierra de los Filabres (Johnson, 1993).

7. CONCLUSIONES.

Las conclusiones más significativas a las que se ha llegado en este trabajo son las siguientes:

- El estudio de los ortogneises del Complejo del Mulhacén, y las rocas con las que estos aparecen asociados, ha permitido la correlación de las unidades previamente definidas en Sierra Nevada y Sierra de los Filabres y ha contribuido al establecimiento de la secuencia litoestratigráfica de las unidades de origen cortical de dicho Complejo.
- La caracterización petrológica y geoquímica (elemental e isotópica) de estos ortogneises pone de manifiesto la existencia de dos grupos de rocas (tipo 1 y tipo 2) de distinta edad y origen.
- Los metagranitos y ortogneises del tipo 1 aparecen intercalados entre micaesquistos grafitosos del basamento de la Caldera, y conservan en parte estructuras y texturas de origen plutónico. Presentan una composición química bastante homogénea, con contenidos en SiO₂ generalmente mayores del 70%, carácter peralumínico y bajos contenidos en CaO, ferromagnesianos y tierras raras. Desde el punto de vista tectónico, se pueden clasificar como granitos sincolisionales. Estos ortogneises representan fundidos graníticos corticales originados por fusión parcial de rocas metasedimentarias precámbricas recicladas durante la orogenia hercínica.
- Los ortogneises del tipo 2 se presentan, en su mayoría, formando parte de las coberteras de los mantos de la Caldera y las Sabinas, en niveles estratoides de varios centímetros a pocos metros de espesor y gran continuidad lateral que sugieren un origen volcánico. Presentan una composición química más variable que los del grupo anterior, con rocas intermedias y ácidas, carácter meta-alumínico a ligeramente peralumínico y

mayores contenidos en CaO, ferromagnesianos y tierras raras. Desde el punto de vista tectónico se pueden clasificar como granitos de intraplaca. El origen de estos ortogneises estaría relacionado con la mezcla de magmas de origen mantélico y rocas de origen cortical en un ambiente distensivo.

- Los datos precedentes, junto con las dataciones radiométricas obtenidas en este trabajo y la interpretación de las previamente publicadas, permiten deducir una evolución en el contexto geodinámico de la génesis del magmatismo que originó estos ortogneises, que pasaría desde un ambiente sincolisional, al final de la Orogenia Hercínica, hasta un ambiente distensivo en corteza continental adelgazada durante el Permo-Trias.
- La posterior evolución alpina de estas rocas permite evidenciar la existencia de dos eventos metamórficos en el Complejo del Mulhacén. El primero, durante el Cretáceo Superior, se caracteriza por el desarrollo de paragénesis en facies de eclogitas, y presenta un gradiente en las condiciones del climax metamórfico, aumentando estas de Este a Oeste. Un segundo evento, de presión y temperatura intermedias y ubicado en el Eoceno-Oligoceno, produce la retrogresión parcial de las paragénesis eclogíticas previas, y el desarrollo de nuevas paragénesis en facies de esquistos verdes a anfibolitas.
- El estudio geocronológico con el sistema Sm-Nd ha puesto de manifiesto la existencia de disequilibrios isotópicos durante del metamorfismo eclogítico que impiden la obtención de isocronas en las muestras estudiadas. Estos disequilibrios estarían originados por efectos de “memoria isotópica” de algunas de las fases, en particular el granate.

8. REFERENCIAS.

- Aguirre, L., Morata, D., Puga, E. y Baronnet, A. (1993). Chemistry and crystal characteristics of pumpellyite in a metadolerite from the Archidona region, Subbetic Cordillera, Spain. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 296, 171-181.
- Albuquerque, C.A.R. (1978). Rare earth elements in "Younger" granites, Northern Portugal. *Lithos*, 11, 219-229.
- Aldaya, F., García Dueñas, V. y Navarro Villa, F. (1979). Los mantos Alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de correlación tectónica de los Alpujarrides. *Acta geológica hispánica*, 14, 154-166.
- Allegret, A. (1989). Contribution à la connaissance de l'évolution géodynamique anté-varisque de la croûte continentale de la Péninsule Ibérique par la géochronologie U/Pb sur zircons. Tesis Doctoral Univ. Montpellier II, 201 pp.
- Allègre, C.J. y Ben Othman, D. (1980). Nd-Sr isotopic relationship in granitoid rocks and continental crust development: a chemical approach to orogenesis. *Nature*, 286, 335-342.
- Alvarez, F. (1987). La tectónica de la Zona Bética en la región de Aguilas. Tesis Doctoral Univ. Salamanca, 371 pp.
- Andriessen, P.A.M., Hebeda, E.H., Simon, O.J. y Verschure, R.H. (1991). Tourmaline K-Ar ages compared to other radiometric dating systems in Alpine anatectic leucosomes and metamorphic rocks (Cyclades and southern Spain). *Chem. Geol.*, 91, 33-48.
- Andrieux, J., Fontboté, J.M. y Mattauer, M. (1971). Sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar. *Earth Planet. Sci. Letters*, 12, 191-198.
- Añazón, J.M. (1994). Metamorfismo de alta presión /baja temperatura, baja presión /alta temperatura, y tectónica del Complejo Alpujárride (Cordilleras Bético-Rifeñas). Tesis Doctoral Tesis Univ. Granada, 332 pp.
- Arthaud, F. y Matte, P. (1975). Les décrochements tardy-hercyniques du Sud-Ouest

- de l'Europe. Géométrie et essai de reconstruction des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25, 139-171.
- Arthaud, F. y Matte, P. (1977). Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: Result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 1305-1320.
- Baedecker, P.A. (1987). Methods for geochemical analysis. *U. S. Geol. Surv. Bull.*, 1770, 1-183.
- Bakker, H.E., de Jong, K., Helmers, M. y Biermann, C. (1989). The geodynamic evolution of the internal zone of the Betic Cordilleras (south-east Spain): a model based on structural analysis and geothermobarometry. *J. metamorphic Geol.*, 7, 359-381.
- Balanyá, J.C. y García Dueñas, V. (1986). Grandes fallas de contracción y de extensión implicadas en el contacto entre los Dominios de Alborán y Sudibérico en el Arco de Gibraltar. *Geogaceta*, 1, 19-20.
- Balanyá, J.C. (1986). La deformación hercínica en el Complejo Maláguide (Cordilleras Béticas), Andalucía. *Bol. Inf. Soc. Geol. Portugal*, 2/3, 10.
- Balanyá, J.C. y García Dueñas, V. (1987). Les directions structurales du Domaine d'Alboran de part et d'autre du Détroit de Gibraltar. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 304, 929-934.
- Balanyá, J.C. (1991). Estructura del Dominio de Alboran en la Parte Norte del Arco de Gibraltar. Tesis Univ. Granada, 210 pp,
- Banda, E., Udías, A., Mueller, S., Mezcuca, J., Boloix, M., Qallart, J. y Aparicio, A. (1983). Crustal structure beneath Spain from deep seismic sounding experiments. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 31, 277-280.
- Banda, E., Udías, A. y Payo, G. (1983). Estructura de la Corteza y Manto superior en España. En: Libro Jubilar J.M. Rios, Tomo II. (Ed.: IGME). 624-638.
- Barovich, K.M. y Patchett, P.J. (1992). Behaviour of isotopic systematics during deformation and metamorphism: a Hf, Nd and Sr isotopic study of mylonitized granite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 109, 386-393.
- Barrois, C. y Offret, A. (1889). Mémoire sur la constitution géologique du Sur de l'Andalousie, de la Sierra Tejada à la Sierra Nevada. *Mem. Ac. Sc. Paris*, t. XXX, 79-169.
- Barton, M.D., Ilchik, R.P. y Marikos, M.A. (1991). Metasomatism. En: Contact Metamorphism, *Rev. Mineralogy*, vol. 26. (Ed.: Kerrick, D.M.). Mineralogical Society of America, 321-350.
- Batchelor, R.A. y Bowden, P. (1985). Petrogenetic interpretation of granitoid rock

- series using multicationic parameters. *Chem. Geol.*, 48, 43-55.
- Bea, F., Sánchez González de Herrero, J.G. y Serrano Pinto, M. (1987). Una compilación geoquímica (elementos mayores) de los granitoides del Macizo Hespérico. En: *Geología de los Granitoides y Rocas Asociadas del Macizo Hespérico*. (Ed.: Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J.C., López Plaza, M. y Rodríguez Alonso, M.D.). Editorial Rueda, 87-193.
- Bellon, H., Bordet, P. y Montenat, C. (1983). Chronologie du magmatisme néogène des Cordillères bétiques (Espagne méridionale). *Bull. Soc. Geol. France*, 25, 205-217.
- Ben Othman, D., Polvé, M. y Allègre, C.J. (1984). Nd-Sr isotopic composition of granulites and constraints on the evolution of the lower continental crust. *Nature*, 307, 510-515.
- Berman, R.G. (1988). Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. *Jour. Petrol.*, 29, 445-522.
- Berman, R.G. (1990). Mixing properties of Ca-Mg-Fe-Mn garnets. *Amer. Miner.*, 75, 328-344.
- Bernard Griffiths, J., Peucat, J.J., Sheppard, S. y Vidal, P. (1985). Petrogenesis of Hercynian leucogranites from the southern Armorican Massif: Contribution of REE and isotopic (Sr, Nd, Pb and O) geochemical data to the study of source rock characteristics and ages. *Earth Planet. Sci. Letters*, 74, 235-250.
- Bertrand, M. y Kilian, W. (1889). Etudes sur les terrains secondaires et tertiaires dans les provinces de Grenade et de Malaga (Mission d'Andalousie). *Mem. Ac. Sc. Inst. Nat. France*, 30/2, 377-599.
- Bhatia, M.R. (1983). Plate tectonics and geochemical compositions of sandstones. *Jour. Geol.*, 91, 611-627.
- Biino, G.C. y Compagnoni, R. (1992). Very-high pressure metamorphism of the Brossasco coronite metagranite, southern Dora Maira Massif, Western Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 72, 347-363.
- Blaxland, A.B. (1974). Geochemistry and geochronology of chemical weathering, Butler Hill Granite, Missouri. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 23, 843-852.
- Blumenthal, M. (1927). Versuch einer tektonischen Gliederung der Betschen Cordilleren von Central und Südwest Andalusien. *Eclog. Geol. Helvet.*, 20, 487-592.
- Bodinier, J.L., Morten, L., Puga, E. y Díaz de Federico, A. (1987). Geochemistry of metabasites from the Nevado-Filabride Complex, Betic Cordilleras, Spain: relicts of a dismembered ophiolitic sequence. *Lithos*, 20, 235-245.

- Bodinier, J.L., Puga, E., Diaz de Federico, A., Leblanc, M. y Morten, L. (1993). Secondary harzburgites with spinifex-like textures in the Betic Ophiolitic Association (SE Spain). *Terra Nova Abstract*, 5, 3.
- Borradaile, G.J. (1976). A strain study of a granite-granite gneiss transition and accompanying schistosity formation in the Betic orogenic zone, SE Spain. *J. geol. Soc. London*, 132, 417-428.
- Bouillin, J.P. (1983). Nouvelles hypothèses sur la structure des Maghrébides. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 296, 1329-1332.
- Bouillin, J.P., Durand-Delga, M. y Olivier, P. (1986). Betic-Rifian and Tyrrhenian Arcs: distinctive features, genesis and development stages. En: *The Origin of Arc*. (Ed.: Wezel, F.C.). Elsevier, 281-304.
- Bourgeois, J. (1978). La transversale de Ronda (Cordillères Bétiques, Espagne). Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar. *Ann. Sci. Univ. Besançon*, 30, 1-445.
- Bowden, P., Batchelor, R.A., Chappell, B.W., Didier, J. y Lameyre, J. (1984). Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 35, 1-11.
- Bowtell, S.A., Cliff, R.A. y Barnicoat, A.C. (1994). Sm-Nd isotopic evidence on the age of eclogitization in the Zermatt-Saas ophiolite. *J. metamorphic Geol.*, 12, 187-196.
- Brooks, C., Hart, S.R. y Wendt, T. (1972). Realistic use of two-error regression treatments as applied to rubidium-strontium data. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 10, 551-577.
- Burnham, C.W. (1979). The importance of volatile constituents. En: *The Evolution of the Igneous Rocks: Fiftieth Anniversary Perspectives*. (Ed.: Yoder, H.J.). Princeton University Press, 902-940.
- Castelli, D., Compagnoni, R. y Nieto, J.M. (1994). Eclogites and eclogitized metagranitoids and paraschists of the Monte Mucrone area, Sesia Zone. En: *High Pressure Metamorphism in the Western Alps. Guide-book to the field excursion B1*. (Ed.: Compagnoni, R. y Messiga, B.). 16th Meeting of the IMA, 107-116.
- Cámara, F. (1995). Estudio cristalquímico de minerales metamórficos en rocas básicas del Complejo Nevado-Filábride (Cordilleras Béticas). Tesis Doctoral Univ. Granada, 484 pp.
- Chappell, B.W. y White, A.J.R. (1974). Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, 8, 173-174.
- Chappell, B.W. y White, A.J.R. (1992). I- and S-type granites in the Lachlan Fold

- Belt. Trans. Roy. Soc. Edin. Earth Sci., 83, 1-26.
- Chopin, C. (1984). Coesite and pure pyrope in high-grade pelitic blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, 107-118.
- Chopin, C. (1986). Phase relationships of ellenbergerite, a new high-pressure Mg-Al-Ti-silicate in pyrope-coesite-quartzite from the Western Alps. En: *Blueschists and Eclogites*. (Ed.: Evans, B.W. y Brown, E.H.). *Geol. Soc. Am., Memoir* 164, 31-42.
- Cipriani, C., Sassi, F.P. y Scolari, A. (1971). Metamorphic white micas: definition of paragenetic fields. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 51, 259-302.
- Cocheire, J.P. (1978). Géochimie des terres rares dans les granitoïdes. Tesis Doctoral Univ. Rennes, 207 pp.
- Compagnoni, R. y Maffeo, R. (1974). Jadeite-bearing metagranites s.l. and related rocks in the Mount Mucrone Area. (Sesia-Lanzo Zone, Western Italian Alps). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 54, 355-378.
- Costa, V., Ferreira, M.P., Macedo, R. y Reynolds, J.H. (1975). Rare-gas dating, I. A demountable metal system with low blanks. *Earth Planet. Sci. Letters*, 25, 131-141.
- Crevola, G. (1987). Les orthomicaschiste, produits de la déformation cisailante ductile synmétamorphe de granites avec transfert de matière: principaux caractères et exemples dans la chaîne varisque du Sud de la France. *Geodinámica Acta*, 1, 207-221.
- D'Amico, C. y Del Moro, A. (1988). Permian and Triassic Rb-Sr dating in the Permian rhyodacitic ignimbrites of Trentino (Southern Alps). *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, 43, 171-180.
- de Jong, K. y Bakker, H.E. (1991). The Mulhacén and Alpujarride Complex in the eastern Sierra de los Filabres, SE Spain: lithostratigraphy. *Geol. Mijnb.*, 70, 93-103.
- de Jong, K. (1991). Tectono-metamorphic studies and radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain). Tesis Doctoral Univ. Amsterdam, 204 pp.
- de Jong, K., Wijbrans, J.R. y Féraud, G. (1992). Repeated thermal resetting of phengites in the Mulhacén Complex (Betic Zone, southeastern Spain) shown by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step heating and single grain laser probe dating. *Earth Planet. Sci. Letters*, 110, 173-191.
- de Jong, K. (1992). A new geodynamic model for the Betic Cordilleras based on P-T-t paths and structural data from the Eastern Betic. *Física de la Tierra*, 4, 77-107.

- de Jong, K. (1993). Redefinition of the deformation scheme of Mulhacén Complex and implications for the relative timing of the overthrusting of the Alpujarride Complex in the Betic Zone (SE Spain). *Geol. Mijnb.*, 71, 317-326.
- de Jong, K. (1993). The tectono-metamorphic of the Veleta Complex and the development of the contact with the Mulhacén Complex (Betic Zone, SE Spain). *Geol. Mijnb.*, 71, 227-237.
- De la Roche, H. y Leterrier, J. (1973). Trasposition du tetraedre minéralogique de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de clasificación des roches basáltiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 276, 3115-3118.
- Debon, R. y LeFort, P. (1983). A chemical-mineralogical classification of plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edin. Earth Sci.*, 73, 135-197.
- Delgado, F., Estevez, A., Martín, J.M. y Martín Algarra, A. (1981). Observaciones sobre la estratigrafía de la formación carbonatada de los Mantos Alpujarrides (Cordilleras Béticas). *Estudios Geol.*, 37, 45-47.
- Deniel, C., Vidal, P., Fernández, A., Le Fort, P. y Peucat, J.J. (1987). Isotopic study of the Manaslu granite (Himalaya, Nepal): inferences on the age and source of himalayan leucogranites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96, 78-92.
- DePaolo, D.J. y Wasserburg, G.J. (1979). Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 615-627.
- DePaolo, D.J. (1980a). Sources of continental crust: neodymium isotope evidence from the Sierra Nevada and Peninsular Ranges. *Science*, 209, 684-687.
- DePaolo, D.J. (1980b). Crustal growth and mantle evolution: inferences from models of element transport and Nd and Sr isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, 1185-1196.
- DePaolo, D.J., Perry, F.V. y Baldrige, W.S. (1992). Crustal versus mantle sources of granitic magmas: a two-parameter model based on Nd isotopic studies. *Trans. Roy. Soc. Edin. Earth Sci.*, 83, 439-446.
- Dercourt, J., Zonenshain, L., Ricou, L., Kazmin, V., Le Pichon, X., Knipper, A., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I.M., Geysant, J., Lepvrier, C., Perchersky, D.H., Boullin, J., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M.M.B., Lauer, J.P. y Bijy-Dubal, B. (1986). Geologic evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123, 241-315.
- Desmons, J. (1989). Different metamorphic evolutions in the Alpine-Apenninique Ophiolites (France-Italy-Switzerland-Austria). *Chem. Geol.*, 77, 229-250.
- Deville, E., Fudral, S., Lagabrielle, Y., Marthaler, M. y Sartori, M. (1992). From oceanic closure to continental collision: A synthesis of the "Schistes lustrés"

- metamorphic complex of the Western Alps. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104, 127-139.
- Dias, G.T. (1987). *Mineralogia e petrologia de granitos hercnicos associados a mineralizações filonianas de Sn-W (Minho, Portugal)*. Tesis Doctoral Univ. Minho, 304 pp.
- Dickin, A.P., Brown, J.L., Thompson, R.N., Halliday, A.N. y Morrison, M.A. (1984). Crustal contamination and the granite problem in the British Tertiary Volcanic Province. *Roy. Soc. London Phil. Trans.*, 310, 755-780.
- Didier, J. y Barbarin, B. (1991). The different types of enclaves in granites: Nomenclature. En: *Enclaves and Granite Petrology*. (Ed.: Didier, J. y Barbarin, B.). Elsevier, *Dev. Petrology*, 13, 19-23.
- Didon, J. y Kornprobst, J. (1973). Carte géologique des rives nord du Détroit de Gibraltar. *Bull. Soc. Geol. France*, 15, Anexo fuera de texto.
- Dietrich, V. y Gansser, A. (1981). The leucogranites of the Bhutan Himalayas. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 61, 177-202.
- Díaz de Federico, A. y Puga, E. (1974). Nuevas observaciones sobre la formación de mármoles conglomeráticos de la Zona Bética (Cordilleras Béticas, España). *Tecniterrae*, 1, 17-23.
- Díaz de Federico, A., Gomez Pugnaire, M.T., Puga, E. y Sassi, F.P. (1979). New problems in the Sierra Nevada Complex (Betic Cordillera, Spain). *N. J. Geol. Paläont.*, 10, 577-585.
- Díaz de Federico, A., Puga, E., Torres Roldán, R. y Vera, J.A. (1980). Correlation of the phases of deformation, metamorphism and magmatism in the Betic ranges. *Mem. B.R.G.M.*, 115, 291-293.
- Díaz de Federico, A. (1980). *Estudio geológico del Complejo de Sierra Nevada en la Transversal del Puerto de la Ragua (Cordillera Bética)*. Tesis Doctoral Univ. Granada, 436 pp.
- Díaz de Federico, A., Torres-Roldán, R. y Puga, E. (1990). The rock-series of the Betic substratum. *Doc. et Trav. IGAL*, 12-13, 19-29.
- Downes, H. y Leyreloup, A. (1986). Granulitic xenoliths from the French Massif Central. *Petrology*, Sr and Nd isotope systematics and model age estimates. En: *The Nature of the Lower Continental Crust*. (Ed.: Dawson, J.B., Carswell, D.A., Hall, J. y Wedepohl, K.H.). Geological Society Special Publication, 319-330.
- Downes, H. y Duthov, J.L. (1988). Isotopic and trace-element arguments for the lower-crustal origin of Hercynian granitoids and pre-Hercynian orthogneisses, Masif central, (France). *Chem. Geol.*, 68, 291-308.

- Droop, G.T.R. (1987). A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineral. Mag.*, 51, 431-435.
- Durand Delga, M. y Foucault, A. (1967). La dorsale Bétique nouvel élément paléogéographique et structural des Cordillères Bétiques, au bord Sud de la Sierra Arana (Pro. de Granada). *Bull. Soc. Geol. France*, 7, 223-228.
- Durand Delga, M. (1980). La Méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. *Mém. Soc. Géol. France*, 10, 203-228.
- Durand Delga, M. y Fontboté, J.M. (1980). Le cadre structural de la Méditerranée occidentales. En: *Geologie des chaînes Alpines: issues de la Téthys*. (Ed.: B.R.G.M., 115, 67-85.
- Dürr, S. (1967). Geologie der Serranía de Ronda und ihrer südwestlichen Ausläufer (Andalusien). *Geol. Romana*, 6, 1-73.
- 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 la tectonique de la Zone bétique (Cordillères bétiques, Espagne). *Verh.r kon. nederl. akad. vanw.*, 25, 90 pp.
- Elderfield, H. (1986). Strontium isotope stratigraphy. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 57, 71-90.
- Ellis, D.J. y Green, D.H. (1979). An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71, 13-22.
- England, P.C. y Thompson, A.B. (1986). Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones. En: *Collision Tectonics*. (Ed.: Cowards, M.P. y Ries, A.C.). *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 19, 83-94.
- Ernst, W.G. (1977). Mineralogic study of eclogitic rocks from Alpe Arami, Lepontine Alps, Southern Switzerland. *Jour. Petrol.*, 18, 371-398.
- Euzen, T. (1993). Petrogénèse des granites de collision post-épaissement: le cas des granites crustaux et mantéliques du Complexe de Pontivy-Rostrenen (Massif Armoricaín, France). Tesis Doctoral Univ. Rennes I, 296 pp.
- Ewart, A., Schon, R.W. y Chappell, B.W. (1992). The Cretaceous volcanic-plutonic province of the central Queensland (Australia) coast: a rift related "calc-alkaline" province. *Trans. Roy. Soc. Edin. Earth Sci.*, 83, 327-345.
- 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, 347-577.

- Farmer, G.L. y DePaolo, D.J. (1983). Origin of Mesozoic and Tertiary granite in the western U.S. and implications for pre-Mesozoic crustal structure. I. Nd and Sr isotopic studies in the geocline of the northern Great Basin. *Jour. Geophys. Res.*, 88, 3379-3401.
- Farmer, G.L. y DePaolo, D.J. (1984). Origin of Mesozoic and Tertiary granite in the western U.S. and implications for pre-Mesozoic crustal structure. II. Nd and Sr isotopic studies of Cu- and Mo-mineralized granite in the Precambrian craton. *Jour. Geophys. Res.*, 89, 10141-10160.
- Faure, G. (1986). *Principles of Isotope Geology*. John Wiley & Sons. 589 pp.
- Ferrara, G., Lombardo, B., Tonarini, S. y Turi, B. (1991). Sr, Nd and O isotopic characterization of the Gopu La and Gumburanjun leucogranites (High Himalaya). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 71, 35-51.
- Ferry, J.M. y Spear, F.S. (1978). Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 113-117.
- Fontboté, J.M. y Vera, J.A. (1983). Orógenos alpinos: La Cordillera Bética: Introducción. En: Libro Jubilar J.M. Rios. *Geología de España*. ed. IGME. (Ed.: 205-218.
- Fourcade, E., Azéma, J., Cecca, F., Bonneau, M., Peybernès, B. y Dercourt, J. (1991). Essai de reconstituion cartographique de la paléogéographie et des paléoenvironnements de la Téthys au Tithonique supérieur (138 à 135 Ma). *Bull. Soc. Geol. France*, 6, 1197-1208.
- France-Lanord, C. y Le Fort, P. (1988). Crustal melting and granite genesis during the Himalyan collision orogenesis. *Trans. Roy. Soc. Edin. Earth Sci.*, 79, 183-195.
- Frantz, J.D. y Mao, H.K. (1979). Bimetasomatism resulting from intergranular diffusion: II. Prediction of multimineralic zone sequences. *Amer. Jour. Sci.*, 279, 302-323.
- Franz, G. y Spear, F.S. (1985). Aluminous titanite (sphene) from the eclogite zone, South-Central Tauern Window, Austria. *Chem. Geol.*, 50, 33-46.
- Friedrich, M. y Cuney, M. (1987). Petrogenesis of variscan peraluminous granitoids, the St. Sylvestre example, NW Massif Central, France. *Terra Cognita*, 7, 359.
- Ganguly, J. y Saxena, S.K. (1984). Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data, and applications to geothermobarometry. *Amer. Miner.*, 69, 88-97.
- Gapais, D. (1987). *Les orthogneiss: Structures, mécanismes de déformacion et analyse cinématique*. Tesis Doctoral Univ. Rennes I, 366 pp.

- García Casco, A. (1993). Evolución metamórfica del complejo Gneísitico de Torrox y series adyacentes (Alpujárrides Centrales). Tesis Doctoral Univ. Granada, 456 pp.
- García Dueñas, V. y Balanyá, J.C. (1986). Estructura y naturaleza del Arco de Gibraltar. *Maleo Bolletin, Societá Geologica del Portugal*, 2, 13-23.
- García Dueñas, V., Martínez Martínez, J.M., Orozco, M. y Martín Ramos, D. (1987). Plis-nappes, cisaillements syn-à post-métamorphiques et cisaillement ductiles-fragiles en distension dans les Nevado-Filabrides (Cordillères Bétiques, Espagne). *C.R. Acad. Sci. París*, 307, 1389-1395.
- García Dueñas, V., Balanyá, J.C. y Martínez Martínez, J.M. (1992). Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alboran basin and their tectonic implications. *Geomarine Letters*, 12, 88-95.
- García Hernández, M., López Garrico, A.C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1980). Mesozoic palaeogeographic evolution of the external zones of the Betic Cordillera. *Geologie in Mijnbouw*, 59, 155-168.
- Gasparik, T. y Lindsley, D.H. (1980). Phase equilibria at high pressure of pyroxenes containing monovalent and trivalent ions. En: *Pyroxenes, Rev. Mineralogy*, vol. 7. (Ed.: Prewitt, C.T.). Mineralogical Society of America, 309-339.
- Gebauer, D., Williams, I.S., Compston, W. y Grünenfelder, M. (1989). The development of the Central European continental crust since the Early Archean based on conventional and ion-microprobe dating of up to 3.84 b.y. detrital zircons. *Tectonophysics*, 157, 81-96.
- Gebauer, D. (1990). Isotopic systems: geochronology of eclogites. En: *Eclogite Facies Rocks*. (Ed.: Carswell, D.A.). Blackie, 141-159.
- Goffé, B., Michard, A., García Dueñas, V., González Lodeiro, F., Monie, P., Campos, J. y Galindo, J. (1989). First evidence of high-pressure, low-temperature metamorphism in the Alpujárride Nappe, Betic Cordilleras (SE Spain). *European Journal of Mineralogy*, 1, 139-142.
- Goldstein, S.L., O'Nions, R.K. y Hamilton, P.J. (1984). A Sm-Nd study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. *Earth Planet. Sci. Letters*, 70, 221-236.
- González Lodeiro, F., Orozco, M., Campos, J. y García Dueñas, v. (1984). Cizallas dúctiles y estructuras asociadas en los mantos del Mulhacén y Veleta: primeros resultados sobre Sierra Nevada y Sierra de los Filabres. *El Borde Mediterráneo español, Internal Report CSIC*, 5-8.
- Gonzalo y Tarín, J. (1891). Descripción geológica de la provincia de Granada. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, t. VIII, 1-111.

- Govindaraju, K., Potts, P.J., Webb, P.C. y Watson, J.S. (1994). 1994 Report on Whin Sill dolerite WS-E from England and Pitscurrie microgabbro PM-S from Scotland: assessment by one hundred and four international laboratories. *Geostandards Newsletter*, 18, 211-300.
- Gómez Pugnaire, M.T. (1981). Evolución del metamorfismo alpino en el Complejo Nevado-Filabride de la Sierra de Baza (Cordilleras Béticas, España). *Tecniterrae*, 4, 1-130.
- Gómez Pugnaire, M.T. y Sassi, F.P. (1983). Pre-Alpine metamorphic features and Alpine overprints in some parts of the Nevado-Filábride Basement (Betic Cordilleras, Spain). *Mem. Inst. Geol. Min. Univ. Padova*, 36, 49-72.
- Gómez Pugnaire, M.T. y Fernández Soler, J.M. (1987). High-pressure metamorphism in metabasite from the Betic Cordilleras (SE Spain) and its evolution during the Alpine orogeny. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95, 231-244.
- Gómez Pugnaire, M.T. y Franz, G. (1988). Metamorphic evolution of the palaeozoic series of the Betic Cordilleras (Nevado-Filabride complex, SE Spain) and its relationship with the alpine orogeny. *Geol. Rundschau*, 77, 619-640.
- Gómez Pugnaire, M.T. y Cámara, F. (1990). La asociación de alta presión distena+talco+fengita coexistente con escapolita en metapelitas de origen evaporítico (Complejo Nevado-Filábride, Cordilleras Béticas). *Rev. Soc. Geol. España*, 3, 373-384.
- Gómez Pugnaire, M.T., Franz, G. y López-Sánchez Vizcaíno, V. (1994). Retrograde formation of NaCl-scapolite in high pressure metaevaporites from the Cordilleras Béticas (Spain). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 116, 448-461.
- Grauch, R.I. (1989). Rare earth elements in metamorphic rocks. En: *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*, *Rev. Mineralogy*, vol. 21. (Ed.: Lipin, B.R. y McKay, G.A.). Mineralogical Society of America, 147-167.
- Green, T.H. y Hellman, P.L. (1982). Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer. *Lithos*, 15, 253-266.
- Gresens, R.L. (1967). Composition-volume relationships of metasomatism. *Chem. Geol.*, 2, 47-65.
- Griffin, W.L. y Brueckner, H.K. (1985). REE, Rb-Sr and Sm-Nd studies of Norwegian eclogites. *Chem. Geol.*, 52, 249-271.
- Grünenfelder, M.H., Williams, I.S. y Compston, W. (1984). Use of the ion-microprobe in deciphering complex U-Th-Pb systems in zircons from the pre-Alpine basement, Switzerland. *Terra Cognita, Spec. Vol. ECOG VIII*, 26-27.
- Guerrera, F., Martín Algarra, A. y Perrone, V. (1993). Late Oligocene-Miocene syn-

- /-late-orogenic secessions in Mestern and Central Mediterranean Chains from the Betic Cordillera to the Southerm Apennines. *Terra Nova*, 5, 525-544.
- Guidotti, C.V. (1984). Micas in metamorphic rocks. En: *Micas, Rev. Mineralogy*, vol. 13. (Ed.: Bailey, S.W.). Mineralogical Society of America, 357-468.
- Guillot, S. y Le Fort, P. (1995). Geochemical constraints on the bimodal origin of High Himalayan leucogranites. *Lithos*, 35, 221-234.
- Günther, M. y Jagoutz, E. (1994). Isotopic disequilibria (Sm/Nd, Rb/Sr) between minerals of coarse grained, low temperature garnet peridotites from Kimberley Floors, Southern Africa. En: *Proc. 5th Int. Kimberlite Conf.* (Ed.: Meyer, O.A. y Leonardos, O.H.). 354-365.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. y Tindle, A.G. (1986). Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. En: *Collision Tectonics.* (Ed.: Coward, M.P. y Ries, A.C.). Geological Society Special Publication, nº 19, 67-81.
- Harrison, T.M. y McDougall, I. (1980). Ivestigations of an intrusive contact, northwest Nelson, New Zealand. II. Diffusion of radiogenic and excess ^{40}Ar in hornblende revealed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum analyses. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, 2005-2020.
- Hebeda, E.H., Boelrijk, N.A.I.M., Priem, H.N.A., Verdurmen, E.A.T., Verschure, R.H. y Simon, O.J. (1980). Excess radiogenic Ar and undisturbed Rb-Sr systems in basic intrusives subjected to alpine metamorphism in southeastern Spain. *Earth Planet. Sci. Letters*, 47, 81-90.
- Heinrich, C.A. (1982). Kyanite-eclogite to amphibolite facies evolution of hydrous mafic and pelitic rocks, Adula, Nappe, Cetral Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 81, 30-38.
- Heizler, M.T. y Harrison, T.M. (1988). Multiple trapped argon isotope components revealed by ^{40}Ar - ^{39}Ar isochron analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, 1295-1303.
- Helmers, H. y Voet, H.W. (1967). Regional extension of the Nevado-Filabride nappes in the eastern and central Sierra de los Filabres, (Betic Cordilleras, SE Spain). *Kon. Ned. Akad. van Wetensch. Amsterdam*, 70, 239-253.
- Helmers, H. (1982). Eclogitization of hedenbergite skarns in the Sierra de los Filabrres, SE Spain. *Terra Cognita*, 2, 320.
- Henry, D.J. y Guidotti, C.V. (1985). Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *Amer. Miner.*, 70, 1-15.
- Hodges, K.V. y Spear, F.S. (1982). Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *Amer. Miner.*, 67,

1118-1134.

- Hodges, K.V. y Crowley, P.D. (1985). Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic systems. *Amer. Miner.*, 70, 702-709.
- Hodges, K.V. y Crowley, P.D. (1985). Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic systems. *Amer. Miner.*, 70, 702-709.
- Hoisch, T.D. (1990). Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz+muscovite+biotite+plagioclase+garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, 225-234.
- Holdaway, M.J. (1971). Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *Amer. Jour. Sci.*, 271, 97-131.
- Holland, T.J.B. (1980). The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600-1200 °C. *Amer. Miner.*, 65, 129-134.
- Holland, T.J.B. y Powell, R. (1985). An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 2. Data and results. *J. metamorphic Geol.*, 3, 343-370.
- Holland, T.J.B. y Powell, R. (1990). An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system K₂O-Na₂O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂-C-H₂-O₂. *J. metamorphic Geol.*, 8, 89-124.
- Holland, T.J.B. y Blundy, J. (1994). Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermobarometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 116, 433-447.
- Holtz, F. (1987). Étude structurale, métamorphique et géochimique des granitoides hercyniens et de leur encaissant dans la région de Montalegre (Trás-os-Montes, Nord Portugal). Tesis Doctoral Univ. Nancy I.
- Holtz, F. (1989). Importance of melt fraction and source rock composition in crustal genesis. The example of two granitic suits of northern Portugal. *Lithos*, 24, 21-35.
- Huang, W.L. y Wyllie, P.J. (1975). Melting reactions in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂ to 35 kilobars, dry and with excess water. *Jour. Geol.*, 83, 737-748.
- Huang, W.L. y Wyllie, P.J. (1981). Phase relationships of S-type granite with H₂O to 35 kbar: muscovite granite from Harney Peak, South Dakota. *Jour. Geophys. Res.*, 86, 10515-10529.
- Hunziker, J.C., Desmons, J. y Hurford, A.J. (1992). Thirty two years of geochronological work in the Central and Western Alps: a review on seven

- maps. *Geologie Alpine*, 1, 53.
- Huppert, H.E. y Sparks, R.S.J. (1988). The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *Jour. Petrol.*, 29, 599-624.
- Hy, C. (1984). Métamorphisme polyphasé et évolution tectonique dans la croûte continentale éclogitisée: les séries granitiques et pélitiques de Monte Mucrone (Zone Sesia-Lanzo, Alpes italiennes). Tesis Doctoral Univ. Paris VI, 198 pp.
- Indares, A. y Martignole, J. (1985). Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies: the influence of Ti and Al in biotite. *Amer. Miner.*, 70, 272-278.
- Inger, S. y Harris, N. (1993). Geochemical constraints on leucogranite magmatism in the Langtang Valley, Nepal Himalaya. *Jour. Petrol.*, 34, 345-368.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. Jour. Earth Sci.*, 8, 523-548.
- Jabaloy Sánchez, A. (1993). La estructura de la región occidental de la Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas). Tesis Doctoral Univ. Granada, 200 pp.
- Jacobsen, S.B. y Wasserburg, G.J. (1979). The mean age of the mantle and the crust reservoirs. *Jour. Geophys. Res.*, 84, 7411-7428.
- Jagoutz, E. (1994). Isotopic systematics of metamorphic rocks. Abstracts of the 8th International Conference on Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology, Berkely, California, June 5-11, 1994, U. S. Geological Survey Circular 1107, 156.
- Jäger, E. (1979). Introduction to geochronology. En: *Lectures in Isotope Geology*. (Ed.: Jäger, E. y Hunziker, J.C.). Springer-Verlag, 1-12.
- Johannes, W. (1984). Beginning of melting in the granite system Qz-Or-Ab-An-H₂O. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, 264-273.
- Johnson, C.M. (1991). Large-scale crust formation and lithosphere modification beneath Middle to Late Cenozoic calderas and volcanic fields, western North America. *Jour. Geophys. Res.*, 96, 13485-13507.
- Johnson, C. (1993). Contrastcd thermal histories of different nappe complexes in S. E. Spain: evidence for complex crustal extension. *BRGM*, 219, 103.
- Keppler, H. (1989). The influence of the fluid phase composition on the solidus temperatures in the haplogranite system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O-CO₂. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 102, 321-327.
- Kerrick, R., Allison, I., Barnett, R.L., Moss, S. y Starkey, J. (1980). Microstructural and chemical transformation accompanying deformation of granite in a shear zone at Miéville, Switzerland; with implications for stress corrosion cracking and superplastic flow. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 221-242.

- Kerrick, D.M. (1977). The genesis of zoned skarns in the Sierra Nevada, California. *Jour. Petrol.*, 18, 144-181.
- Koons, P.O., Rubie, D.C. y Früh Green, G. (1987). The effects of disequilibrium and deformation on the mineralogical evolution of quartz diorite during metamorphism in the eclogite facies. *Jour. Petrol.*, 28, 679-700.
- Kornprobst, J. (1974). Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif (Maroc septentrional). *Serv. Géol. Maroc Mem.*, 25, 249 pp.
- Kozur, H., Mulder-Blaken, C. y Simon, O.J. (1985). On the Triassic of the Betic Cordilleras (southern Spain), with special emphasis on the holothurian sclerites. *Pro. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, 88, 83-110.
- Kretz, R. (1983). Symbols for rock-forming minerals. *Amer. Miner.*, 68, 277-279.
- Kretz, R., Hartree, R. y Jones, P. (1989). Metasomatic crystallization of muscovite in granite and turmaline in schist related to pegmatite emplacement near Yellowknife, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 102, 191-204.
- Krogh, E.J. (1980). Compatible P-T conditions for eclogites and surrounding gneisses in the Kristiansund area, Western Norway. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 75, 387-393.
- Lafuste, M.J. y Pavillon, M.J. (1976). Mise en évidence d'Eifélien daté au sein des terrains métamorphiques des zones internes des Cordillères Bétiques. Intérêt de ce nouveau repère stratigraphique. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 283, 1015-1018.
- Lagabriele, Y. (1987). Les ophiolites: marqueurs de l'histoire tectonique des domaines océaniques. Les cas des Alpes franco-italiennes (Queyras, Piémont). Comparaison avec d'autres ophiolites d'Antalya (Turquie) et du Coast Range de Californie. Tesis Doctoral Univ. Brest, 350 pp.
- Lagabriele, Y., Fudral, S. y Kienast, J.R. (1989). La couverture océanique des ultrabasitas de Lanzo (Alpes occidentales): arguments lithostratigraphiques et pétrologiques. *Geodinámica Acta*, 3, 43-45.
- Lagarde, J.L., Capdevila, R. y Fourcade, S. (1992). Granites et collision continentale: l'exemple des granitoïdes carbonifères dans la chaîne hercynienne ouest-européenne. *Bull. Soc. Geol. France*, 163, 597-610.
- Lago, M., Osácar, M.C., Vaquer, R., Pocoví, A., Arranz, E. y Besteiro, J. (1991a). Caracteres geoquímicos de brechas riolíticas con turmalina en la Cadena Ibérica. IV Congr. Geoquím. España, tomo I, 47-58.
- Lago, M., Osácar, M.C., Pocoví, A., Zachmann, D., Vaquer, R., Arranz, E. y Besteiro, J. (1991b). Características geoquímicas de unos episodios volcanosedimentarios del sector de Reznos - La Quiñonería - Sauquillo de

- Alcázar (Soria): Estudio preliminar. IV Congr. Geoquím. España, tomo I, 35-46.
- Laird, J. y Albee, A.L. (1981). High-pressure metamorphism in mafic schist from Northern Vermont. *Amer. Jour. Sci.*, 281, 97-126.
- Lameyre, J. (1987). Las rocas graníticas de la Cadena Hercínica en el sector francés. En: *Geología de los Granitoides y Rocas Asociadas del Macizo Hespérico*. (Ed.: Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J.C., López Plaza, M. y Rodríguez Alonso, M.D.). Editorial Rueda, 1-11.
- Lappin, M.A. y Smith, D.C. (1978). Mantle-equilibrated orthopyroxene eclogite pods from the Basal Gneiss Complex in the Selje district, Western Norway. *Jour. Petrol.*, 19, 530-584.
- Le Goff, E. y Ballèvre, M. (1990). Geothermobarometry in albite-garnet orthogneisses: A case study from the gran Paradiso nappe (Western Alps). *Lithos*, 25, 261-280.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wooley, A.R. y Zanettin, B. (1989). *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell. 193 pp.
- Leake, B.E. (1978). Nomenclature of amphiboles. *Amer. Miner.*, 63, 1023-1052.
- Lemoine, M., Marthaler, M., Caron, M., Sartori, M., Amaudric du Chaffaut, S., Dumont, T., Escher, A., Masson, H., Polino, R. y Tricart, P. (1984). Découverte de foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur dans les Schistes lustrés du Queyras (Alpes occidentales). Conséquences paléogéographiques et tectoniques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 299, 727-732.
- Liew, T.C. y Hofmann, A.W. (1988). Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 129-138.
- Linthout, K. y Vissers, R.L.M. (1979). On the classification of tectonic units in the Nevado-Filabride complex of the northern Sierra de los Filabres, Betic Cordilleras, SE Spain. *Geol. Mijnb.*, 58, 49-56.
- Lonergan, L. y Mange-Rajetzky, M.A. (1993). Evidence for Internal Zone unroofing, Betic Cordillera, SE Spain. *BRGM*, 219, 126.
- Lonergan, L. (1993). Timing and kinematics of deformation in the Malaguide Complex, internal zone of the Betic Cordillera, southeast Spain. *Tectonics*, 12, 460-476.
- Loomis, T.P. (1972). Contact metamorphism of pelitic rocks by the Ronda

- ultramafic intrusion, southern Spain. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 2449-2474.
- Loomis, T.P. (1977). Kinematics of a garnet Granulite Reaction. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62, 1-22.
- Lopez-Sanchez Vizcaino, V. (1994). Evolución petrológica y geoquímica de las rocas carbonáticas y litologías asociadas en el area de Macael-Cóbdar (Almería), Complejo Nevado-Filábride, Cordilleras Béticas. SE España. Tesis Doctoral Univ. Granada, 214 pp.
- López Sánchez-Vizcaíno, V. (1994). Evolución petrológica y geoquímica de las rocas carbonáticas y litologías asociadas en el área de Macael-Cobdar (Almería), Complejo Nevado-Filábride, Cordilleras Béticas, SE España. Tesis Doctoral Univ. Granada, 241 pp.
- Ludwig, K.R. (1993). ISOPLOT, a plotting and regresion program for radiogenic-isotope data. U.S. Geol. Survey, Open-File Report 91-445. 42 pp.
- Marquer, D. (1989). Transfert de matière et déformation des granitoïdes. Aspects méthodologiques. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 69, 15-35.
- Martín Algarra, A. (1987). Evolución geológica alpina del contacto entre las zonas internas y las externas de la Cordillera Bética (sector central y occidental). Tesis Doctoral Univ. Granada, 1171 pp.
- Martínez Martínez, J.M. (1986). Evolución tectonometamórfica del Complejo Nevado-Filábride en el sector de unión entre Sierra Nevada y Sierra de los Filabres, Cordilleras Béticas (España). Tesis Doctoral Univ. Granada, 198 pp.
- Massonne, H.J. y Schreyer, W. (1987). Phengite geobarometry based an the limiting assemblage with k-feedspar, phlogopite, and quartz. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96, 212-224.
- Massonne, H.J. (1995). Thermodynamic properties of micas on the basis of high-pressure experiments in the systems K₂O-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O and K₂O-FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Bochumer geol. und geotech. Arb.*, 44, 109-113.
- Mäkel, G.H. (1985). The geology of the Malaguide complex and its bearing on the geodynamic evolution of the Betic-Rif orogen (southern Spain and northern Marocco). *GUA Papers of Geology*, 22. 263 pp.
- McDougall, I. y Harrison, T.M. (1988). *Geochronology and Thermochronology by the 40Ar/39Ar Method*. Oxford University Press. 212 pp.
- Merz, C. y Persoz, F.P. (1992). The Medel-Cristallina intrusive (eastern Gottard massif). Part 2: Alpine deformation and chemical alteration. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 72, 179-196.
- Michard, A., Gurriet, P., Soudant, M. y Albarede, F. (1985). Nd isotopes in French
-

- Phanerozoic shales: External vs. internal aspects of crustal evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 601-610.
- Middlemost, E.A.K. (1989). Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanics rocks. *Chem. Geol.*, 77, 19-26.
- Miller, C.F., Watson, E.B. y Harrison, T.M. (1988). Perspectives on the source, segregation and transport of granitoid magmas. *Trans. Roy. Soc. Edin. Earth Sci.*, 79, 135-156.
- Mohr, D.W. y Newton, R.C. (1983). Kyanite-staurolite metamorphism in sulfidic schists of the Anakeesta formation, Great Smoky Mountains, North Carolina. *Amer. Jour. Sci.*, 283, 97-134.
- Monier, G. y Robert, J.L. (1986). Muscovite solid solutions in the system K_2O - MgO - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O : an experimental study at 2 kbar P_{H_2O} and comparison with natural Li-free white micas. *Mineral. Mag.*, 50, 257-266.
- Monié, P., Galindo Zaldívar, J., González Lodeiro, F., Goffe, B. y Jabaloy, A. (1991). $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of Alpine tectonism in the Betic Cordilleras (southern Spain).
- Monié, P., Torres Roldan, R.L. y García Casco, A. (1994). Cooling and exhumation of the Western Betic Cordilleras, $^{40}Ar/^{39}Ar$ thermochronological constrains on a collapsed terrane. *Tectonophysics*, 238, 353-379.
- Morata, D. y Puga, E. (1992). Aluminium silicate xenocrystals in the "ophites" of the Subbetic Zone (Southern Spain). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 72, 379-387.
- Morata, D. (1993). Petrología y geoquímica de las ofitas de las zonas externas de las Cordilleras Béticas. Tesis Doctoral Univ. Granada, 342 pp.
- Morata, D., Aguirre, L. y Puga, E. (1994). Na-metamorphic pyroxenes in low grade metabasites from the External Zones of the Betic Cordilleras (southern Spain): influence of rock chemical composition on their formation. *Rev. Geol. Chile*, 21, 3-17.
- Morimoto, N. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Bull. Minéralogie*, 111, 535-550.
- Mork, M.B.E. y Mearns, E.W. (1986). Sm-Nd isotopic systematics of grabbro-eclogite transition. *Lithos*, 19, 255-267.
- Morten, L., Bargosi, G.M., Martínez-Martínez, J.M., Puga, E. y Díaz de Federico, A. (1987). Metagabro and associated eclogites in the Lubrín area, Nevado-Filábride Complex, Spain. *J. metamorphic Geol.*, 5, 155-174.
- Musselwhite, D.S., DePaolo, D.J. y McCurry, M. (1989). The evolution of a silicic magma system: Isotopic and chemical evidence from the Woods Mountains

- volcanic center, eastern California. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101, 19-29.
- Nachit, H. (1986). Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes. Applications typologiques. Tesis Doctoral Univ. Brest, 93 pp.
- Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 757-775.
- Navarro Vila, F. (1976). Los Mantos Alpujarrides y Maláguides al N. de Sierra Nevada. Tesis Doctoral Univ. Bilbao, 288 pp.
- Nägler, T., Schäfer, H.J. y Gebauer, D. (1992). A Sm-Nd isochron in pelites 1 Ga in excess of their depositional age and its possible significance. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 789-795.
- Nicolas, A. (1989). Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere. Kluwer Academic Publisher. 367.
- Nieto, J.M. y Compagnoni, R. (1994). Metamorphism versus deformation in the eclogitized granitoids of the Monte Mucrone area, Sesia-Lanzo Zone, Italian Western Alps. 16th Meeting of the IMA, abs. vol., 301.
- Nieto, F., Velilla, N., Ortega Huertas, M. y Peacor, D. (1994). Regional retrograde alteration of subgreenschist facies chlorite to smectite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115, 243-252.
- Nijhuis, H.J. (1964). Plurifacial alpine metamorphism in the South-eastern Sierra de los Filabres, South of Lubrín, SE Spain. Tesis Doctoral Univ. Amsterdam, 151 pp.
- Nold, M., Uttinger, J. y Wildi, W. (1981). Géologie de la Dorsale Calcaire entre Tétouan et Assifane (Rif Interne, Maroc). *Not. Mén. Serv. Géol. Maroc*, 300, 233.
- O'Connor, J.T. (1965). A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 525-B, B79-B84.
- O'Nions, R.K., Hamilton, P.J. y Hooker, P.J. (1983). A Nd isotope investigation of sediments related to crustal development in the British Isles. *Earth Planet. Sci. Letters*, 63, 229-240.
- Obata, M. (1980). The Ronda peridotite: Garnet-, Spinel-, and Plagioclase-Lherzolite facies and the P-T trajectories of a high-temperature mantle intrusion. *Jour. Petrol.*, 21, 533-572.
- Odin, G.S. (1994). Geological Time scale (1994). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 318, 59-71.
- Oen, I.S., Fernández, J.C. y Manteca, J.I. (1975). The lead-zinc and associated ores
-

- of La Union, Sierra de Cartagena, Spain. *Econ. Geol.*, 70, 1259-1278.
- Olivier, P. (1984). Evolution de la limite entre zones internes et zones externes dans l'arc de Gibraltar (Maroc, Espagne). Tesis Doctoral Univ. Toulouse, 299 pp.
- Orozco, M. (1972). Los Alpujárrides en Sierra de Gádor Occidental. Tesis Doctoral Univ. Granada, 399 pp.
- Orozco, M. (1986). Fábricas de cuarzo y cabalgamientos hacia el ENE en Sierra Nevada y Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas). *Geogaceta*, 1, 40-41.
- Ortega Cuesta, L.A. (1995). Estudio petrogenético del granito sincinemático de dos micas de La Espenuca (La Coruña). Tesis Doctoral Univ. País Vasco, 370 pp.
- Pamic, J.J. (1984). Triassic magmatism of the Dinarides in Yugoslavia. *Tectonophysics*, 109, 273-307.
- Patiño Douce, A.E. y Johnston, A.D. (1991). Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 107, 202-218.
- Pattison, D.R.M. y Tracy, R.J. (1991). Phase equilibria and thermobarometry of calcareous, ultramafic and mafic rocks, and iron formations. En: *Contact Metamorphism, Rev. Mineralogy*, vol. 26. (Ed.: Kerrick, D.M.). Mineralogical Society of America, 207-289.
- Pe Pier, G., Panagos, A.G., Piper, D.J.W. y Kotopouli, C.N. (1982). The (?) Triassic volcanics rocks of Lakonia, Greece. *Geol. Mag.*, 119, 77-85.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. y Tindle, A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. Petrol.*, 25, 956-983.
- Perchuk, L.L. y Laurent'eva, I.V. (1983). Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet biotite. En: *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions*. (Ed.: Saxena, S.K.). Springer Verlag, 199-239.
- Pichavant, M. y Manning, D. (1984). Petrogenesis of tourmaline granites and topaz granites: the contribution of experimental data. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 35, 31-50.
- Platt, J.P., Van der Eeckhout, J.E., Konet, G., Simon, O.J. y Weijermars, R. (1983). The structure and tectonic evolution of the Aguilon fold-nappe, Sierra Alhamilla, Betic Cordilleras, SE Spain. *Jour. Struct. Geol.*, 5, 519-538.
- Platt, J.P. y Vissers, R.L.M. (1989). Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar Arc. *Geology*, 17, 540-543.
- Plumb, K.A. (1991). New Precambrian time scale. *Episodes*, 14, 139-140.

- Portugal Ferreira, M., Ferreira, J.T., Díaz de Federico, A. y Puga, E. (1987). Escapolite e biotite hidrotermais é o Argon excessivo em rochas básicas das Zonas Internas das Cordilheiras Béticas (Córdoba, Almería). Orígem e papel dos fluidos. *Memorias y Noticias del Museu e Laboratorio de Mineralogia e Geologia de la Universidade de Coimbra*, 104, 41-60.
- Portugal Ferreira, M., Ferreira, J.T., Puga, E. y Díaz de Federico, A. (1988). Geochronological contribution to the petrogenetic picture of the Betic chain (SE Spain). *II Congr. Geol. España*, 2, 55-58.
- Potdevin, J.L. (1993). GRESENS 92: A simple macintosh program of the Gresens method. *Computer Geosci.*, 19, 1229-1238.
- Powell, R. y Holland, T.J.B. (1988). An internally consistent data set with uncertainties and correlations. III. Applications methods, worked examples and a computer program. *J. metamorphic Geol.*, 6, 173-204.
- Priem, H.N.A. (1962). Geological, petrological and mineralogical investigations in the Serra do Marao Region, Northern Portugal. Tesis Doctoral Univ. Amsterdam, 160 pp.
- Priem, H.N.A., Boelrijk, N.A.J.M., Hebeda, E.H. y Verschure, R.M. (1966). Isotopic age determinations on tourmaline granite-gneiss and a metagranite in the Eastern Betic Cordilleras, SE Spain. *Geol. Mijnb.*, 45, 184-187.
- Priem, H.N.A. y Den Tex, E. (1984). Tracing crustal evolution in the NW Iberian Peninsula through the Rb-Sr and U-Pb systematics of Palaeozoic granitoids: a review. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 35, 121-130.
- Puga, E. y Fontboté, J.M. (1966a). Sur l'origine des gneiss de la Sierra Nevada (Grenade, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 262, 2681-2684.
- Puga, E. y Fontboté, J.M. (1966b). Albite filonienne et albitisation dans les formations metamorphiques de la Sierra Nevada (Cordillères Bétiques, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 263, 13-15.
- Puga, E. (1970). Sobre la existencia de "ortogneises porfiroides" en Sierra Nevada (Cordilleras Béticas, España). *Bol. Geol. Min.*, 83, 174-184.
- Puga, E. (1971). Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada Occidental. Tesis Doctoral Univ. Granada, 269 pp.
- Puga, E., Díaz de Federico, A. y Fontboté, J.M. (1974). Sobre la individualización de las Unidades Profundas de la Zona Bética. *Estudios Geol.*, 30, 543-548.
- Puga, E. y Díaz de Federico, A. (1976). Pre-alpine metamorphism in the Sierra Nevada Complex (Betic Cordilleras, Spain). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 7, 161-171.

- Puga, E. y Díaz de Federico, A. (1978). Metamorfismo polifásico y deformaciones alpinas en el Complejo de Sierra Nevada (Cordillera Bética). Implicaciones geodinámicas. Reunión geodin. Cord. Béticas y el Mar de Alborán., 79-111.
- Puga, E. y Ruiz Cruz, M.D. (1980). Observaciones petrológicas y geoquímicas sobre el magmatismo básico mesozoico del sector central de la Cordillera Subbética. Cuadernos de Geología, 11, 127-155.
- Puga, E., Morten, L., Bondi, M., Bargossi, J.M., Ruiz Cruz, M.D. y Díaz de Federico, A. (1983). Metamorphosed "ophites" from the Archidona region. Subbetic Zone (Spain). Estudios Geol., 39, 307-317.
- Puga, E., Díaz de Federico, A., Morten, L. y Bargossi, G.M. (1984). La formación Soportújar del Complejo de Sierra Nevada: características petrológicas y geoquímicas. Cuad. Geol. Univ. Granada, 12, 61-89.
- Puga, E., Van de Fliert, J.R., Torres Roldan, R.L. y Sanz de Galdeano, C. (1988). Attempt of whole-rock K/Ar dating of Mesozoic volcanic and hypabassal igneous rocks from the Central Subbetic (Southern Spain): a case of differential argon loss related to very low grade metamorphism. Estudios Geol., 44, 47-59.
- Puga, E., Díaz de Federico, A., Bargossi, G.M. y Morten, L. (1989). The Nevado-Filábride metaophiolitic association in the Cobdar region (Betic Cordillera, SE Spain): preservation of pillow structures and development of coronitic eclogites. Geodinámica Acta, 3, 17-36.
- Puga, E., Díaz de Federico, A., Fediukova, E., Bondi, M. y Morten, L. (1989). Petrology, geochemistry and metamorphic evolution of the ophiolitic eclogites and related rocks from the Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Southeastern Spain). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 69, 435-455.
- Puga, E., Portugal, M., Díaz de Federico, A., Bargossi, G. y Morten, L. (1989). The evolution of the magmatism in the external zones of the Betic Cordilleras during the Mesozoic. Geodinámica Acta, 3, 253-266.
- Puga, E. y Torres Roldán, R.L. (1989). Geochemistry and age relationships of metamorphosed mafic sills from Sierra de Enmedio and Sierra de Carrascoy (eastern Betic Zone, Southeastern Spain). Estudios Geol., 45, 325-336.
- Puga, E. (1990). The Betic ophiolitic association (Southeastern Spain). Ofioliti, 15, 97-117.
- Puga, E., Morten, L., Bondi, M., Bargossi, J.M., Ruiz Cruz, M.D. y Díaz de Federico, A. (1992). Metamorphosed "ophites" from the Archidona region. Subbetic Zone (Spain). Estudios Geol., 39, 307-317.
- Puga, E., Díaz de Federico, A., Desmons, J., Morten, L., Molina, J.F. y Jelloul, M. (1993). Metarodingites and eclogites within ultramafic rocks from the Betic

- Ophiolitic Association, Nevado-Filábride Complex, Southeastern Spain. 4th Int. Eclogite Conf., 1, 21.
- Puga, E., Diaz de Federico, A., Molina, J.F., Nieto, J.M. y Tendero, J.A. (1993). Field trip to the Nevado-Filabride Complex (Betic Cordilleras, SE Spain). *Ofioliti*, 18, 37-60.
- Puga, E., Diaz de Federico, A. y Demant, A. (1995). The eclogitized pillows of the Betic Ophiolitic Association: relics of the Tethys Ocean floor incorporated in the Alpine chain after subduction. *Terra Nova*, 7, 31-43.
- Puga, E., Diaz de Federico, A., Leblanc, M., Morte, L. y Bodinier, J.L. (1995). Oceanic serpentinization and rodingitization processes in the ultramafic sequences of the Betic ophiolitic association (Mulhacén Complex, SE Spain). 2nd Int. Workshop Lherz. *Mantle Proc.*, 51.
- Puga, E., Nieto, J.M., Díaz de Federico, A., Portugal, M. y Reyes, E. (1996). The intra-orogenic Soportújar Formation of the Mulhacén Complex: Evidence for the polycyclic character of the Alpine orogeny in the Betic Cordilleras. *Eclog. Geol. Helvet.*, 89/1, in press.
- Puga, E., Díaz de Federico, A., Demand, A. y Nieto, J.M. (en revisión). Contrasting P-T-t paths in eclogitized ophiolites containing preserved pillow and flow structures (Betic Cordilleras, Spain). *J. metamorphic Geol.*,
- Putlitz, B., Halsband, N. y Franz, G. (1991). High-pressure deformation zones in metagranites, Tawern, Austria. *Terra Abs.*, 3, 92.
- Rey, D. y Ramos, A. (1991). Estratigrafía y sedimentología del Pérmico y Triásico del sector Deza-Castejón (Soria). *Rev. Soc. Geol. España*, 4, 105-125.
- Richardson, S.H., Erlank, A.J. y Hart, S.R. (1985). Kimberlite-borne garnet peridotite xenoliths from old enriched subcontinental lithosphere. *Earth Planet. Sci. Letters*, 75, 116-128.
- Ricou, L.E. (1994). Tethys reconstructed: plates, continental fragments and their boundaries since 260 Ma from Central America to South-eastern Asia. *Geodinámica Acta*, 7, 169-218.
- Rodríguez Fernández, J. (1982). El Mioceno en el sector central de las Cordilleras Béticas. Tesis Doctoral Univ. Granada, 224 pp.
- Rollinson, H. (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific & Technical. 352 pp.
- Rottura, A., Bargossi, G.M., Caironi, V., Del Moro, A., Maccarrone, E., Macera, P., Paglionico, A., Petrini, R., Piccarreta, G. y Poli, G. (1990). Petrogenesis of contrastin Hercynian Granitoids from the Calabrian Arc, southern Italy. *Lithos*, 24, 97-119.

- Rottura, A., Caggianelli, A., Campana, R. y Del Moro, A. (1993). Petrogenesis of hercynian peraluminous granites from the Calabrian Arc, Italy. *Eur. Jour. Min.*, 5, 737-755.
- Rubbo, M., Borghi, A. y Compagnoni, R. (1991). Geothermobarometry of the Monte Mucrone coronite metagranite, eclogitic Micaschist complex, Sesia Zone, Western Alps. *Terra Nova*, 6, 10.
- Rubie, D.C. (1990). Role of kinetics in the formation and preservation of eclogites. En: *Eclogite Facies Rocks*. (Ed.: Carswell, D.A.). Blackie, 111-140.
- Ruiz Cruz, M.D. y Andreo, B. (1996). Genesis and transformation of dickite in PermoTriassic sediments (Betic Cordilleras, Spain). *Clay Minerals*, 13, 133-152.
- Ruiz Cruz, M.D. (in press). Dickite, nacrite and mixed-layers dickite/nacrite from the Betic Cordilleras (Spain). *Clays and Clay Minerals*,
- Sanz de Galdeano, C. (1983). Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geol.*, 39, 157-165.
- Sanz de Galdeano, C. (1990). Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to present. *Tectonophysics*, 172, 107-119.
- Saunders, A.D., Norry, M.J. y Tarney, J. (1988). Origen of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace elements constraint. *Jour. Petrol.*, Special Lithosphere Issue, 415-445.
- Sánchez Rodríguez, L., Gebauer, D., Tubía, J.M., Gil Ibarguchi, J.L. y Rubatto, D. (1995). First SHRIMP ages piroxenites, eclogites and granites of the Ronda complex and its country rocks. 2nd Int. Workshop Lherz. *Mantle Proc.*, 59-61.
- Schreyer, W., Massonne, H.J. y Chopin, C. (1987). Continental crust subducted to depths near 100 km: implications for magma and fluid genesis in collision zones. En: *Magmatic Processes: Physicochemical Principles*. (Ed.: Mysen, B.O.). The Geochemical Society, 1, 155-163.
- Selverstone, J., Morteani, G. y Staude, J.M. (1991). Fluid channelling during ductile shearing: transformation of granodiorite into aluminous schist in the Tauern Window, Eastern Alps. *J. metamorphic Geol.*, 9, 419-431.
- Shand, S.J. (1947). *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and their Relation to Ore-Deposits*, 3rd edition. J. Willey & Sons. 488 pp.
- Sharp, Z.D., Essene, E.J. y Hunziker, J.C. (1993). Stable isotope geochemistry and phase equilibria of coesite-bearing whiteschist, Dora Maira Massif, Western Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 114, 1-12.
- Simon, O.J. y Kozur, H. (1977). New data on the (Permo-)Triassic of the Betic

- Zone (Southern Spain). Cuad. Geol. Ibérica, 4, 307-322.
- Simon, O.J. (1987). On the Triassic of the Betic Cordilleras (Southern Spain). Cuad. Geol. Ibérica, 11, 385-402.
- Slack, J.F., Palmer, M.R., Stevens, B.P.J. y Barnes, R.G. (1993). Origin and significance of tourmaline-rich rocks in the Broken Hill district, Australia. *Economic Geology*, 88, 505-541.
- Soedonio, H. (1991). Geological investigations in the Chirivel area, province of Almería, Southeastern Spain. Tesis Doctoral Univ. Amsterdam, 144 pp.
- Sopeña, A., López, J., Arche, A., Pérez-Arlucea, M., Ramos, A., Virgili, C. y Hernando, S. (1988). Permian and Triassic rift basins of the Iberian Peninsula. En: *Triassic-Jurassic Rifting*. (Ed.: Manspeizer, W.). Elsevier, 757-786.
- Soto, J.I. (1991). Estructura y evolución metamórfica del Complejo Nevado-Filábride en la terminación oriental de la Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas). Tesis Doctoral Univ. Granada, 273 pp.
- Spear, F.S. y Kimball, K.L. (1984). RECAMP- A FORTRAN IV program for estimating Fe³⁺ contents in amphiboles. *Computer Geosci.*, 10, 317-325.
- Spear, F.S., Peacock, S.M., Kohn, M.J., Florence, F.P. y Menard, T. (1991). Computer programs for petrologic P-T-t path calculations. *Amer. Miner.*, 76, 2009-2012.
- Spear, F.S. (1993). *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineralogical Society of America. 799.
- Steiger, R.H. y Jager, E. (1977). Subcomision on geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Letters*, 36, 359-362.
- Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12, 1-33.
- Streckeisen, A. y Le Maitre, R.W. (1979). A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *N. Jb. Mineral. Abh.*, 136, 169-206.
- Suárez, O. y Corretgé, L.G. (1987). Plutonismo y metamorfismo en las Zonas Cantábrica y Asturoccidental-Leonesa. En: *Geología de los Granitoides y Rocas Asociadas del Macizo Hespérico*. (Ed.: Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J.C., López Plaza, M. y Rodríguez Alonso, M.D.). Editorial Rueda, 13-25.
- Taylor, S.R. y McLennan, S.M. (1985). *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Blackwell. 312 pp.
- Tendero, J.A., Martín Algarra, A., Puga, E. y Diaz de Federico, A. (1993). Lithostratigraphie des métasédiments de l'association ophiolitique Nevado-

- Filabride (SE Spange) et mise en évidence d'objets ankéritiques évoquant des foraminifères du Crétacé: conséquences paléogéographiques. C. R. Acad. Sci. Paris, 316, 1115-1122.
- Thompson, A.B. (1974). Calculation of muscovite-paragonite-alkali feldspar phase relations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 44, 173-194.
- Thompson, J.B. y Thompson, A.B. (1976). A model system for mineral facies in pelitic schists. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, 243-277.
- Thompson, A.B. y Algor, J.R. (1977). Model system for anatexis of pelitic rocks. I. Theory of melting reactions in the system $KAlO_2$ - $NaAlO_2$ - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O . *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, 247-269.
- Thompson, A.B. y Tracy, R.J. (1979). Model system for anatexis of pelitic rocks. II. Facies series melting and reactions in the system CaO - $KAlO_2$ - $NaAlO_2$ - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O . *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 429-438.
- Thompson, R.N. (1982). British Tertiary volcanic province. *Scott. Jour. Geol.*, 18, 49-107.
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L. y Parry, S.J. (1984). An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Roy. Soc. London Phil. Trans.*, A310, 549-590.
- Thompson, P.H. (1989). Moderate overthickening of thinned sialic crust and the origin of granitic magmatism and regional metamorphism of low-P high-T. *Geology*, 17, 520-523.
- Thöni, M. y Jagoutz, E. (1992). Some new aspects of dating eclogites in orogenic belts: Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type-locality (Carinthia/Styria, southeastern Austria). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 347-368.
- Tilton, G.R., Schreyer, W. y Schertl, H.P. (1989). Pb-Sr-Nd isotopic behavior of deeply subducted crustal rocks from the Dora Maira Massif, Western Alps, Italy. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 1391-1400.
- Tilton, G.R., Schreyer, W. y Schertl, H.P. (1991). Pb-Sr-Nd isotopic behavior of deeply subducted crustal rocks from the Dora Maira Massif, Western Alps, Italy- II: what is the age of the ultrahigh-pressure metamorphism? *Contrib. Mineral. Petrol.*, 108, 22-33.
- Torres Roldán, R.L. (1979). The tectonic subdivision of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Southern Spain): Its significance and one possible geotectonic scenario for the westernmost Alpine Belt. *Amer. Jour. Sci.*, 279, 19-51.
- Torres Roldán, R.L. (1981). Plurifacial metamorphic evolution of the Sierra Bermeja peridotite aureole (southern Spain). *Estudios Geol.*, 37, 115-133.

- Tubia, J.M. (1985). Sucesiones metamórficas asociadas a rocas ultramáficas en los Alpujárrides occidentales. Tesis Doctoral Univ. País Vasco, 263 pp.
- Tubía, J.M. y Gil-Ibarguchi, J.I. (1991). Eclogites of the Ojen nappe: a record of subduction in the Alpujarride Complex (Betic Cordilleras, Southern Spain). *J. geol. Soc. London*, 148, 801-804.
- Van der Wal, D. y Gil-Ibarguchi, R.L.M. (1993). Uplift and emplacement of upper mantle rocks in the western Mediterranean. *Geology*, 21, 1119-1122.
- Veevers, J.J., Clare, A. y Wopfner, H. (1994). Neocratonic magmatic-sedimentary basins of post-Variscan Europe and post-Kanimblan eastern Australia generated by right-lateral transtension of Permo-Carboniferous Pangea. *Basin Research*, 6, 141-157.
- Veizer, J. (1989). Strontium isotopes in seawater through time. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 17, 141-167.
- Velde, B. (1965). Phengite micas: synthesis, stability, and natural occurrence. *Amer. Jour. Sci.*, 263, 886-913.
- Vidal, P., Cocheire, A. y Le Fort, P. (1982). Geochemical investigations of the origin of the Manaslu leucogranite (Himalaya, Nepal). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 2279-2292.
- Vidal, P., Bernard Griffiths, J., Cocherie, A., Le Fort, P., Peucat, J.J. y Sheppard, S.M.F. (1984). Geochemical comparison between himalayan and hercynian leucogranites. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 35, 179-190.
- Vielzeuf, D. y Holloway, J.R. (1988). Experimental determination of fluid absent melting relations in the pelitic system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 257-276.
- Vissers, R.L.M. (1977). Deformation of pre-Alpine age in the Nevado-Filabride Complex or the central Sierra de los Filabres, SE Spain: macroscopic and microstructural evidence. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetens.*, 80, 302-311.
- Vissers, R.L.M. (1981). A Structural study of the central Sierra de los Filabres (Betic Zone, SE Spain), with emphasis on deformational processes and their relation to the alpine metamorphism. *GUA Papers of Geology*, 15. 154 pp.
- Vissers, R.L.M., Platt, J.P. y Van der Wall, D. (1995). Late orogenic extension of the Betic Cordillera and the Alboran Domain: A lithospheric view. *Tectonics*, 14, 786-803.
- Voet, H.V. (1967). Geological investigations in the northern Sierra de los Filabres around Macael and Cóbdar, South-Eastern Spain. Tesis Doctoral Univ. Amsterdam, 122 pp.
- Vogel, J. y Jagoutz, E. (1992). Construction of a bipolar TIMS based on a MAT261

- body. State of the Art and Perspectives for Mass Spectrometry, P, 18.
- Walsh, J.N., Beckinsale, R.D., Skelhorn, R.R. y Thorpe, R.S. (1979). Geochemistry and petrogenesis of Tertiary granitic rocks from the Island of Mull, Northwest Scotland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71, 99-116.
- Weijermars, R. (1991). Geology and tectonics of the Betic Zone, SE Spain. *Earth Sci. Rev.*, 31, 153-236.
- Westerhof, A.B. (1977). On the contact relations of high-temperature peridotites in the Serranía de Ronda, southern Spain. *Tectonophysics*, 39, 579-591.
- Westra, G. (1969). Petrogenesis of a composite metamorphic facies series in an intricate fault zone in the south eastern Sierra Cabrera, Southern Spain. Tesis Doctoral Univ. Amsterdam, 166 pp.
- White, A.R.J. y Chappell, B.W. (1977). Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43, 7-22.
- Wildi, W. (1983). La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et evolution du Trias au Miocène. *Rev. Geogr. phys. et Geol. dyn.*, 24, 201-297.
- Wyllie, P.J. (1983). Experimental studies on biotite- and muscovite-granites and some crustal magmatic sources. En: *Migmatites, Melting and Metamorphism*. (Ed.: Atherton, M.P. y Gribble, C.D.). Shiva, 12-26.
- York, D. (1969). Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth Planet. Sci. Letters*, 5, 320-324.
- Yurimoto, H., Duke, E.F., Papike, J.J. y Shearer, C.K. (1990). Are discontinuous chondrite-normalized REE patterns in pegmatitic granite systems the result of monacite fractionation? *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 2141-2145.
- Zeck, H.P., Albat, F., Hansen, B.T., Torres Roldán, R.L., García Casco, A. y Martín Algarra, A. (1989). A 21±2 Ma for the termination of the ductile Alpine deformation in the internal zone of the Betic Cordilleras, South Spain. *Tectonophysics*, 169, 215-220.
- Zeck, H.P., Monié, P., Villa, I.M. y Hansen, B.T. (1992). Very high rates of cooling and uplift in the Alpine belt of the Betic Cordilleras, southern Spain. *Geology*, 20, 79-82.
- Zeijlmans van Emmichoven, C.P.A. (1925). *Geologische onderzoeken in de Sierra de los Filabres (provincia Almería, Spanje)*. Tesis Doctoral Tech. Univ. Delft, 160 pp.
- Zermatten, H.L.J. (1929). *Geologische onderzoeken in de randzone van het venster der Sierra Nevada (Spanje)*. Tesis Doctoral Tech. Univ. Delft, 104 pp.

- Ziegler, P.A. (1988). Post-Hercynian plate reorganization in the Tethys and Arctic-North Atlantic domains. En: Triassic-Jurassic Rifting. (Ed.: Manspeizer, W.). Elsevier, 711-755.
- Ziegler, P.A. (1989). Evolution of Laurasia. A Study of Late Palaeozoic Plate Tectonics. Kluwer Acad. Publ. 102 pp.
- Zindler, A. y Hart, S.R. (1986). Chemical geodynamics. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 14, 493-571.

LÁMINAS



Foto 1. Metagranito porfidico, Prado del Cebollar. Nótese la orientación al azar de los megacrístales de feldespato potásico, de hasta unos 12 cm. de longitud (cristal de la parte superior izquierda de la foto).



Foto 2. Dique de aplita dentro de gneis ojoso, Prado del Cebollar. La foto está tomada en la parte inferior del cuerpo, donde al ser la deformación mayor el tipo de roca que predomina son los gneises ojosos.



Foto 3. Metagranito porfídico, Norte de El Chive. La foto corresponde a una roca similar a la muestra C-1 (Apéndice I y Figura 3.2), en la que se pueden observar megacrystales de feldespato de hasta 20 cm.



Foto 4. Metagranito porfídico deformado, Norte de El Chive. El redondeamiento de los megacrystales de feldespato junto con el desarrollo de la foliación en la matriz, se producen por el aumento progresivo de la deformación.



Foto 5. Gneis ojoso, Collado Monda. Textura integrada por "ojos" de feldespatos en una matriz con foliación muy penetrativa, a escala del afloramiento, sin evidencias texturales de origen ígneo como consecuencia del aumento de la deformación.

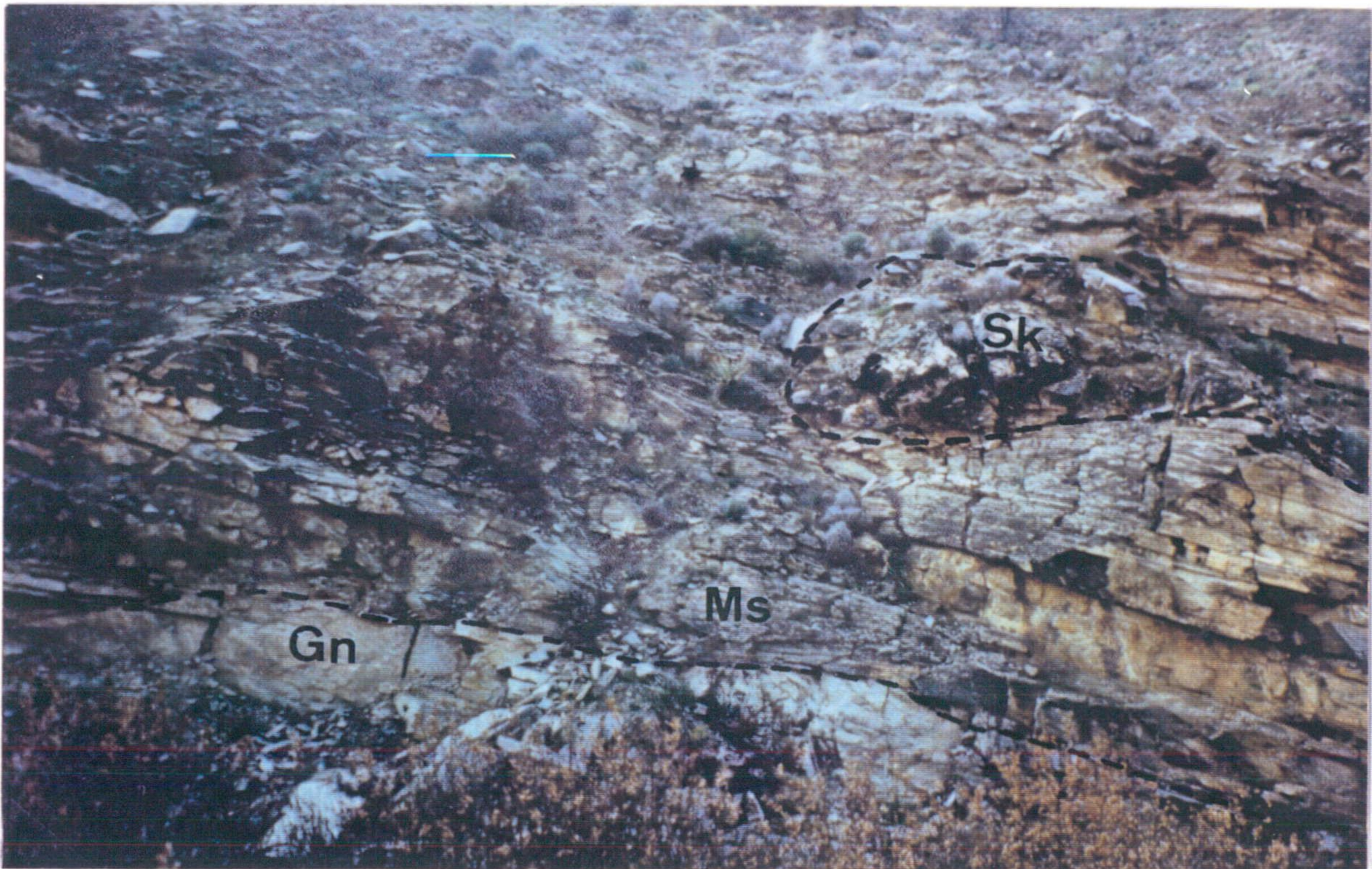


Foto 6. Nivel de ortogneis (Gn, parte inferior de la foto) en micaesquistos grafitosos (Ms) al OSO de Lijar (punto 3 de la Figura 3.3). La parte superior derecha de la foto muestra un cuerpo de skarn (Sk) boudinado (c.a. 2 m. de potencia máxima).

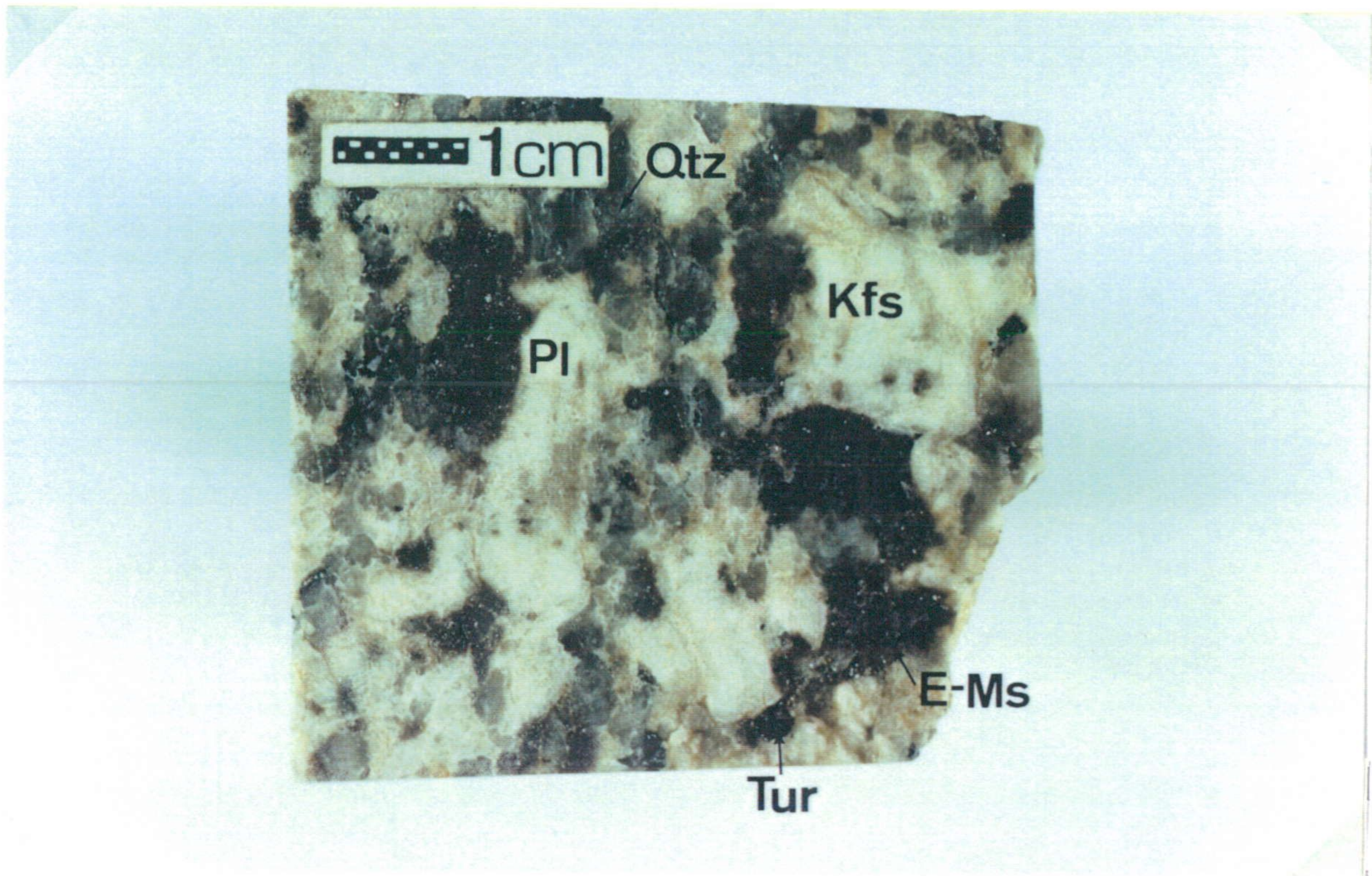


Foto 7. Metagranito porfidico con enclaves moscovíticos (E-Ms), Collado Monda. La mineralogía ígnea, constituida por feldespato potásico (Kfs), plagioclasa (Pl), cuarzo (Qtz) y turmalina (Tur), se conserva a pesar del metamorfismo.



Foto 8. Metagranito porfidico con enclaves moscovíticos y biotíticos, Collado Monda. A pesar de que la textura ígnea se conserva, los minerales ígneos (a excepción del feldespato potásico) están reemplazados por minerales de origen metamórfico.

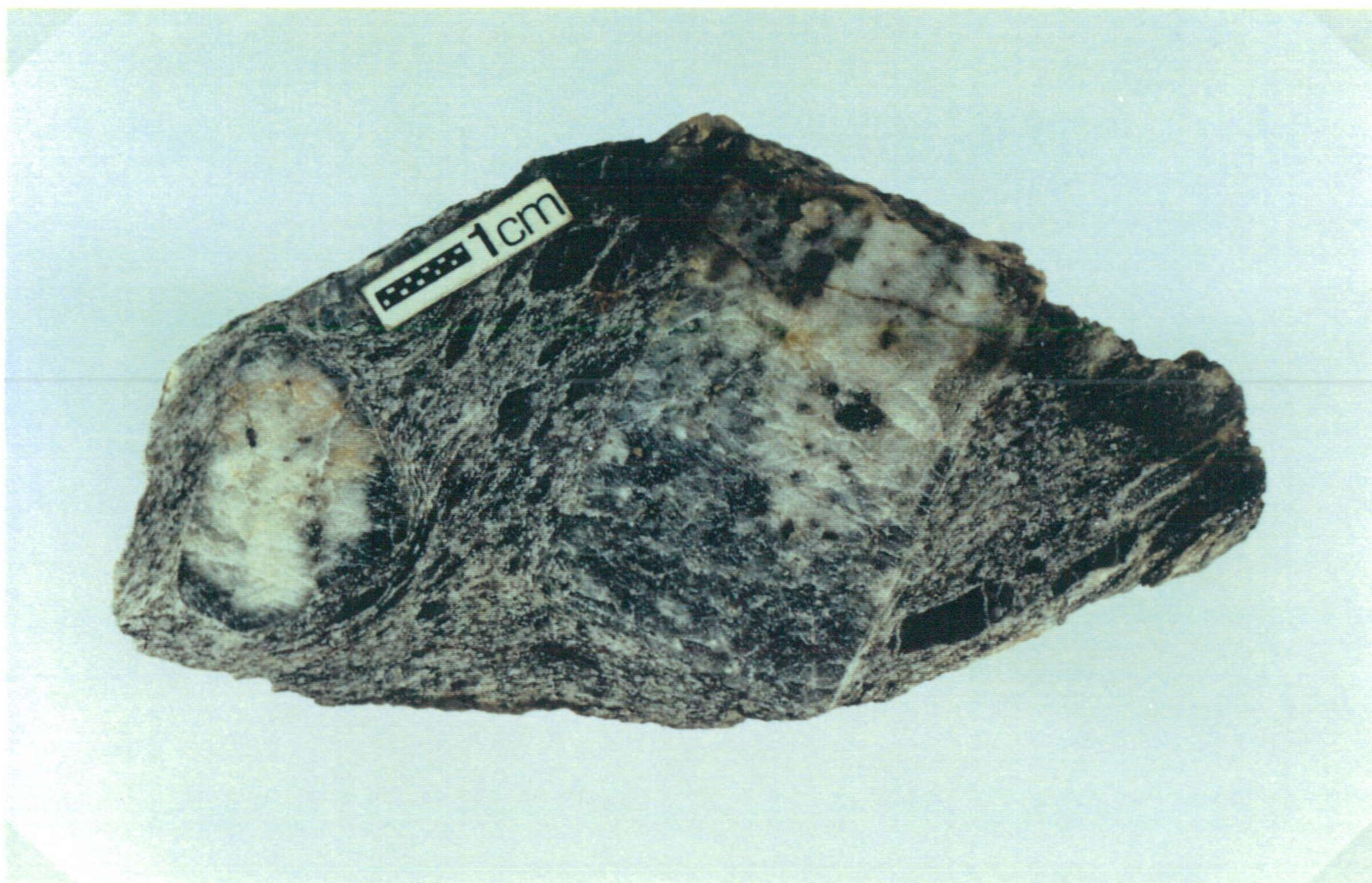


Foto 9. Ortoagneis ojeroso, Norte de El Chive. En la foto podemos observar como sobre una matriz con notable deformación, destacan los megacr cristales de feldespato potásico, manteniendo su idiomorfismo original en algunos casos.



Foto 10. Metagranito porfídico, Prado del Cebollar. La foto muestra una roca con un elevado grado de deformación, pero en la que todavía son distinguibles los dominios que ocupaban el feldespato (Kfs) y la plagioclasa ígnea (Pl).



Foto 11. Alternancias decimétricas entre gneises leucocratos y melanocratos, con predominio de los últimos, Carretera de Lijar a Chercos. La foto corresponde al afloramiento designado con el punto 2 en la Figura 3.3.



Foto 12. Alternancias decimétricas entre gneises leucocratos y melanocratos, con predominio de los primeros, Carretera de Lijar a Chercos. La foto corresponde al afloramiento designado con el punto 1 en la Figura 3.3.

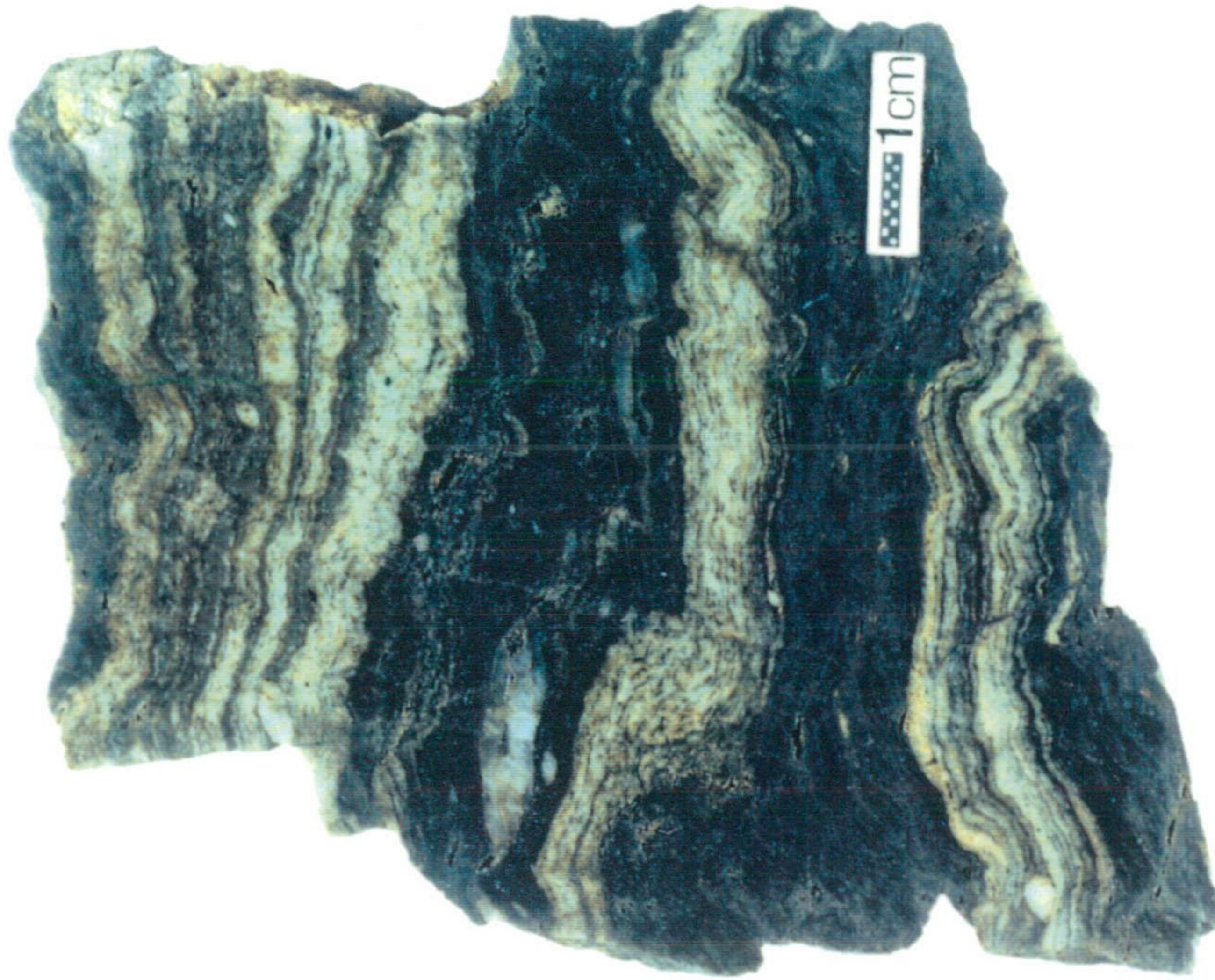


Foto 13. Alternancias centimétricas entre gneises leucocratos y melanocratos, Pista Forestal de Soportújar. En las capas más leucocratas, se pueden observar pequeños “ojos” de feldespato.

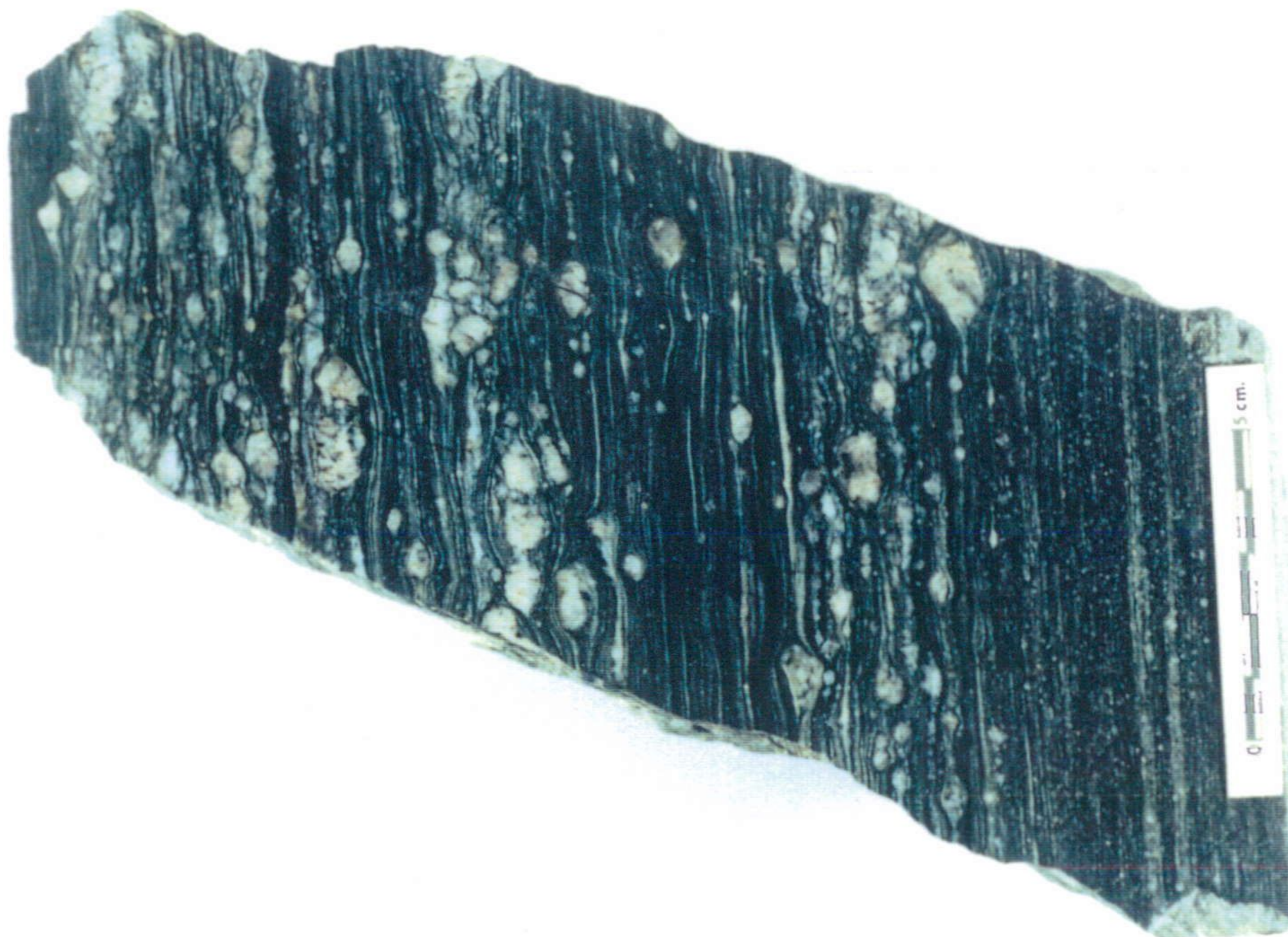


Foto 14. Gneis melanocrato ojoso, Carretera de S^a Nevada. La foto muestra gran cantidad de “ojos” de feldespato ígneo que destacan sobre una matriz muy deformada constituida por feldespatos metamórficos, cuarzo, biotita, moscovita y turmalina.

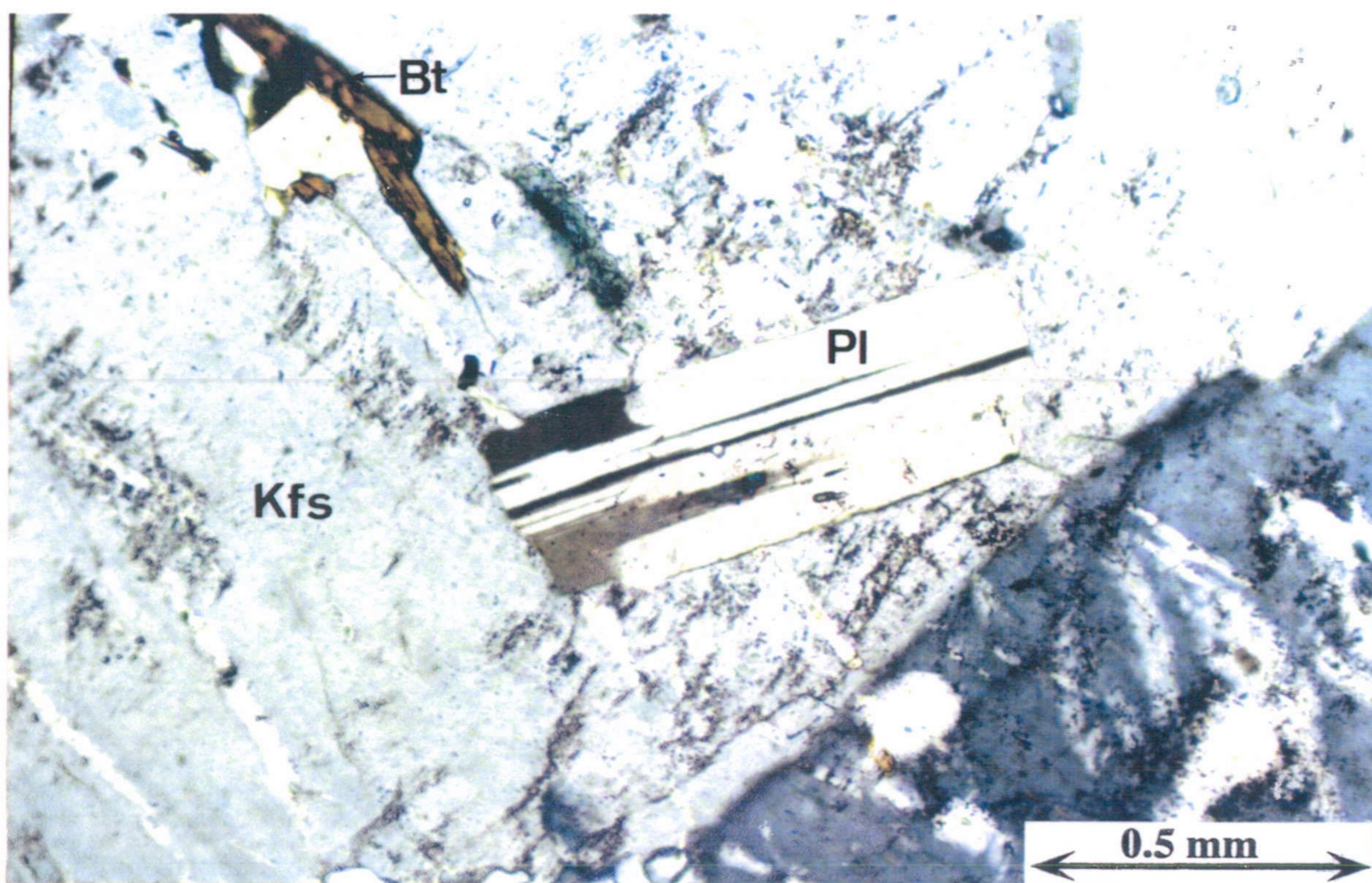


Foto 15. Megacrystal de microclina perítica (Kfs) con macla de Carlsbad y con inclusiones de biotita (Bt) y plagioclasa subidiomorfa (Pl). Collado Monda.

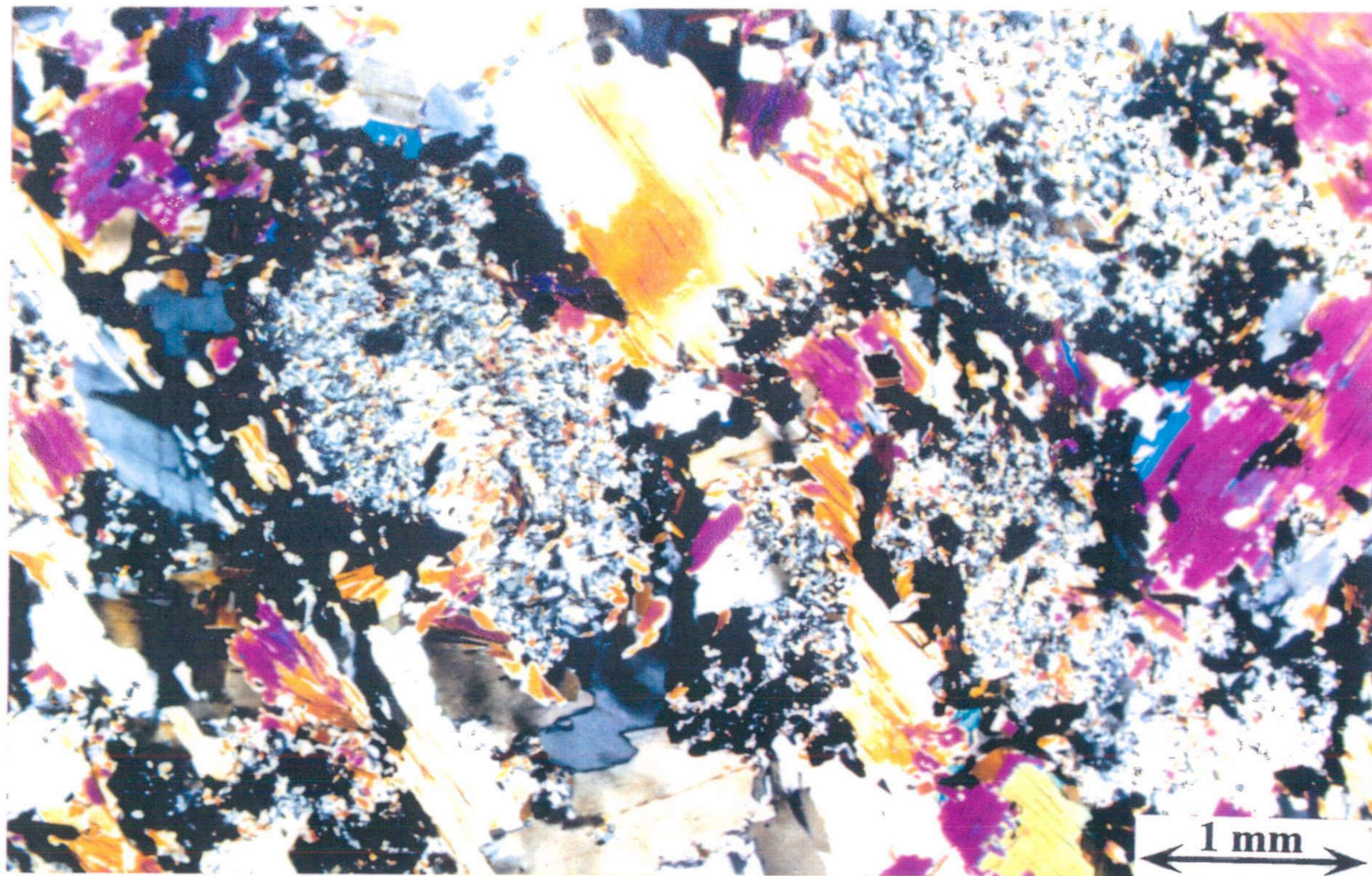


Foto 16. Enclaves moscovíticos en metagranito porfídico, Collado Monda. Nótese la perfecta diferenciación entre las biotitas y moscovitas de la matriz y estos enclaves, constituidos por micas de menor tamaño y rodeados por pequeños granates.

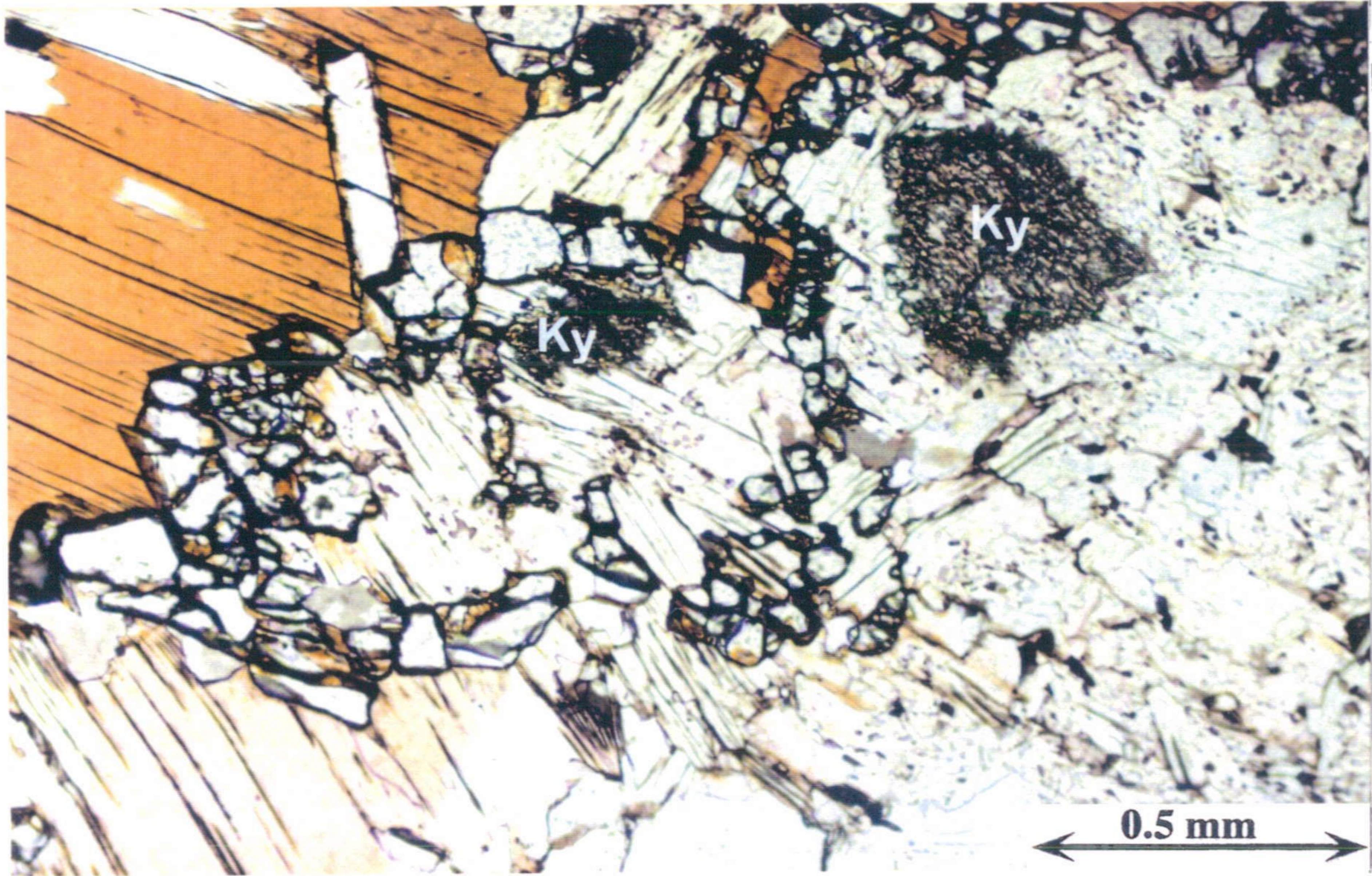


Foto 17. Detalle de la foto anterior, donde podemos observar que los enclaves moscovíticos presentan, a veces, agregados fibrosos de distena (Ky).

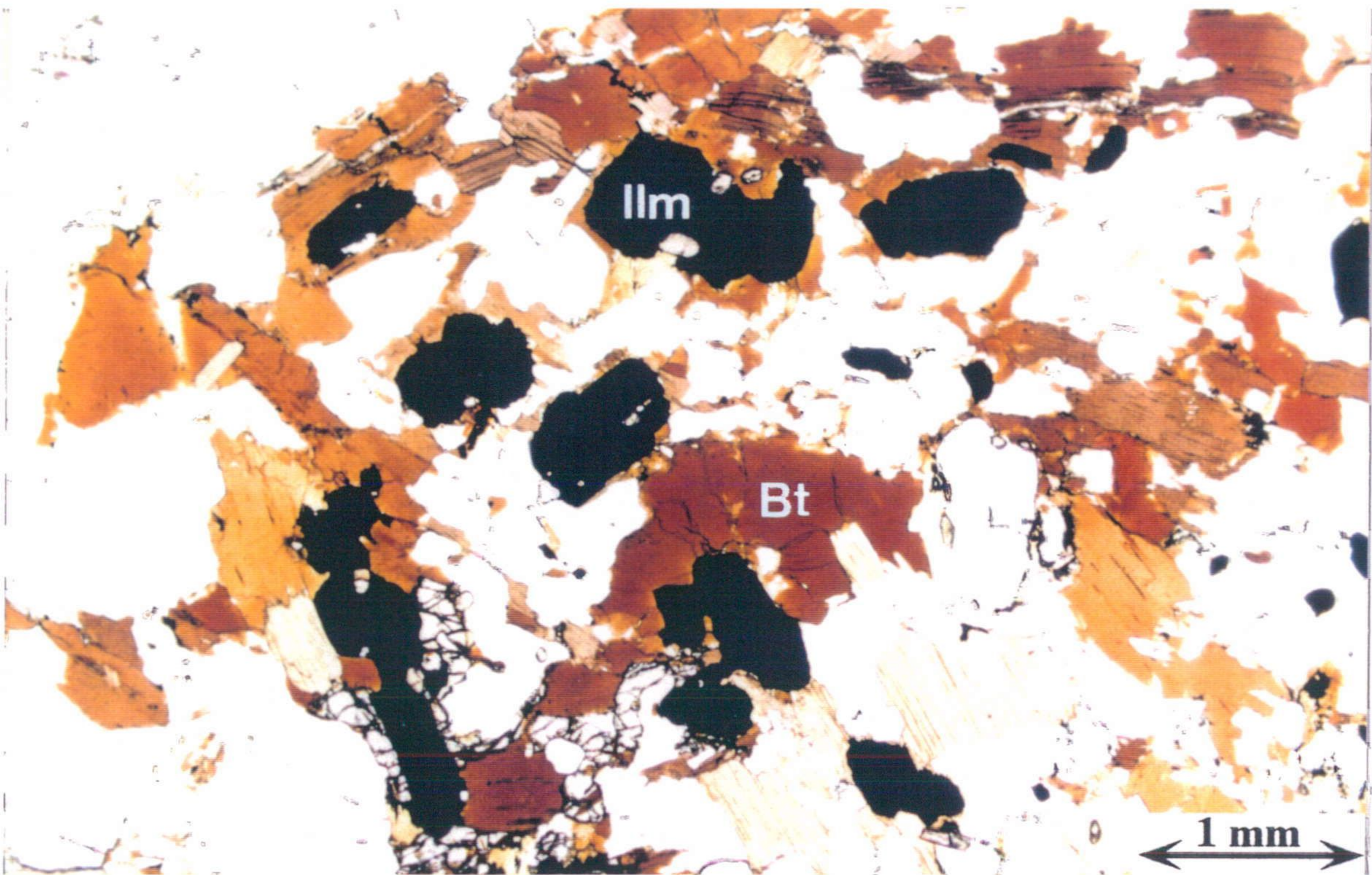


Foto 18. Enclave biotítico en metagranito porfídico, constituido por abundantes cristales de biotita (Bt) e ilmenita (Ilm). Collado Monda.

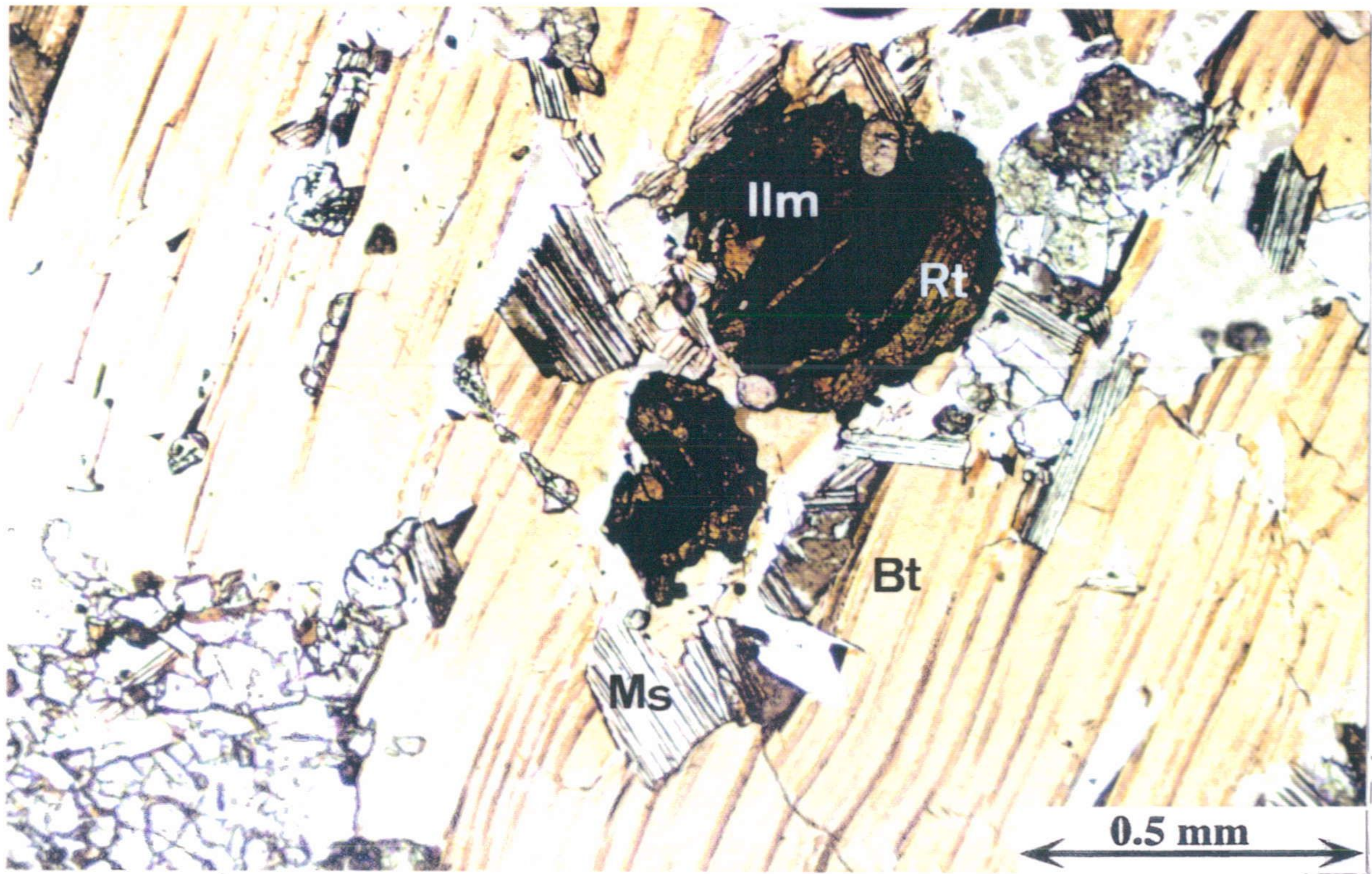


Foto 19. Cristal de biotita (Bt) en la matriz de un metagranito porfidico, con transformación parcial a moscovita fengítica (Ms). La biotita presenta además inclusiones de ilmenita (Ilm) parcialmente transformadas a rutilo (Rt). Collado Monda.

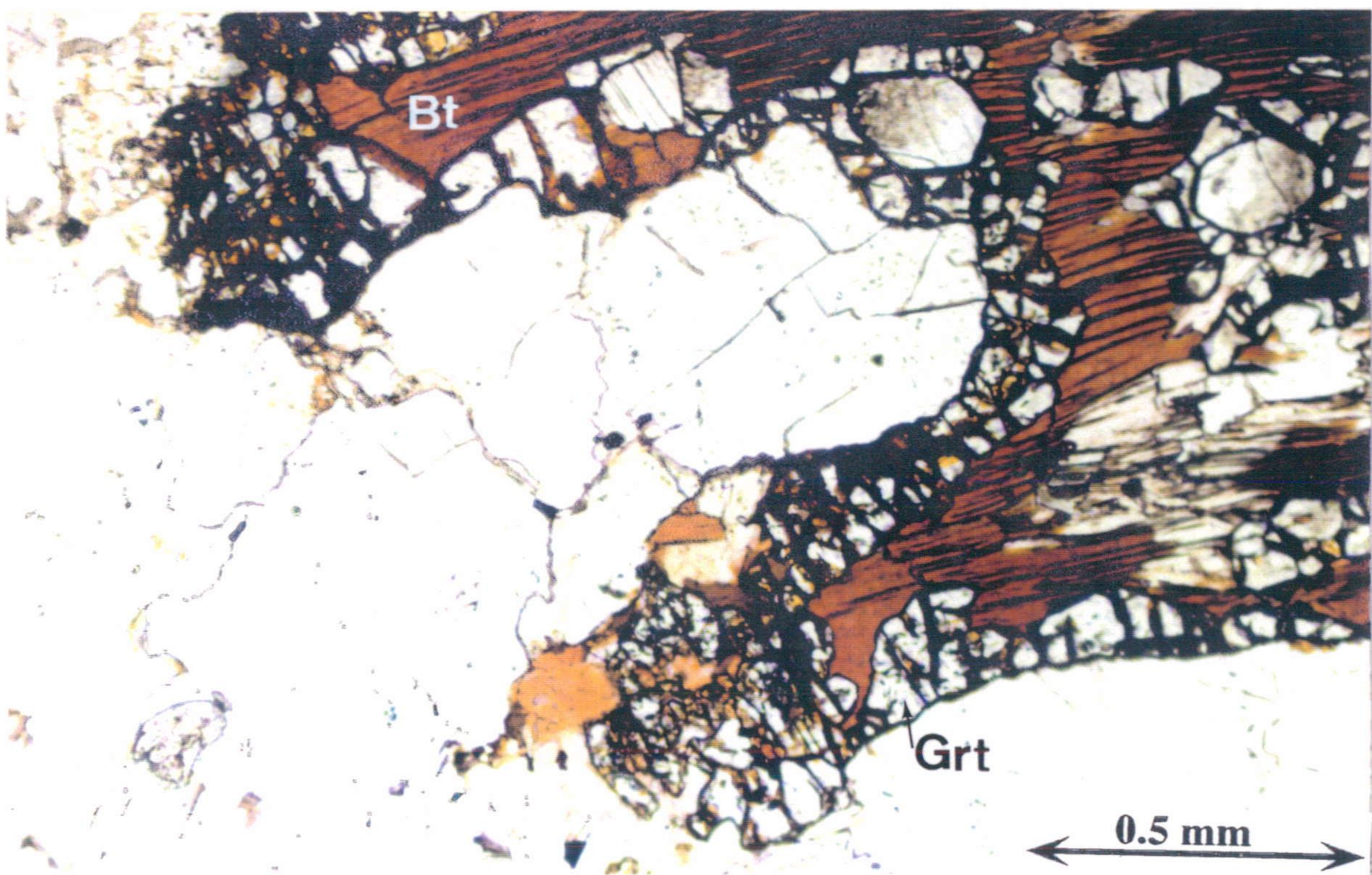


Foto 20. Desarrollo de coronas de granate (Grt) alrededor de biotita (Bt) de la matriz en un metagranito porfidico. Collado Monda.

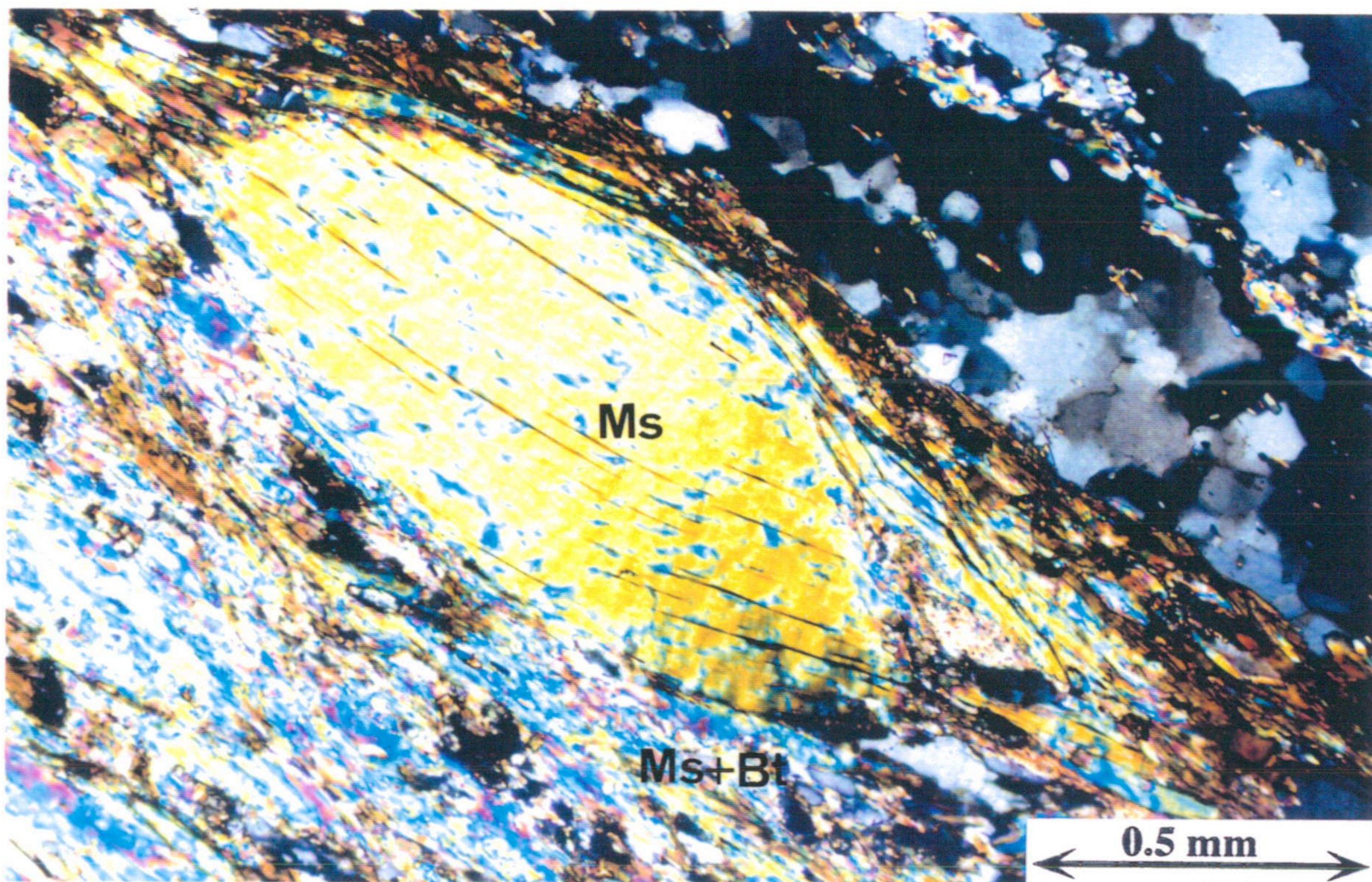


Foto 21. Porfidoclasto de moscovita de posible origen ígneo (Ms) rodeado por cristales lepidoblásticos de moscovita fengítica y biotita (Ms + Bt). Metagranito porfídico, Prado del Cebollar.

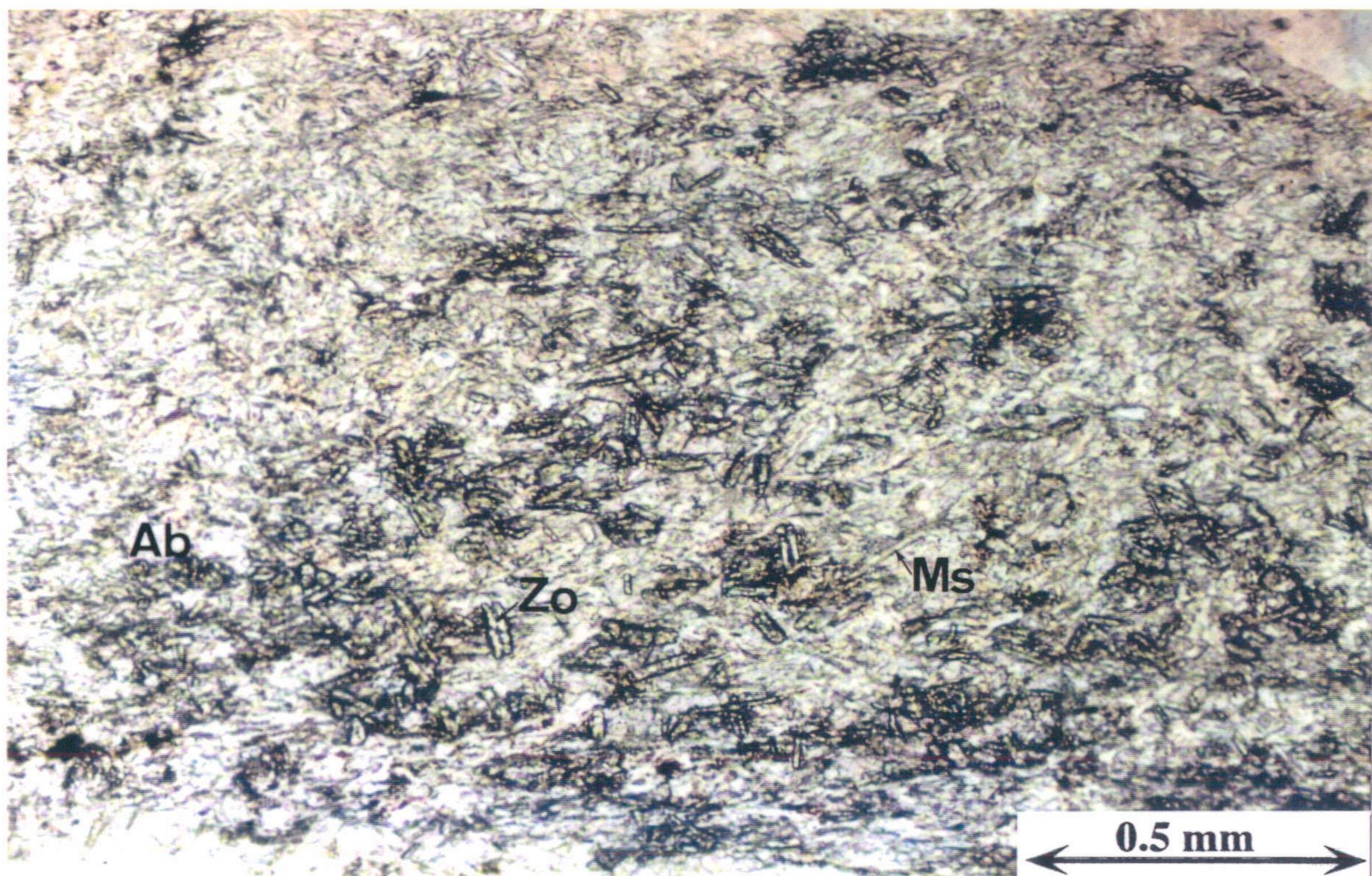


Foto 22. Agregado de pequeños cristales de zoisita (Zo), moscovita (Ms) y albita (Ab) que pseudomorfizan la parte central de un cristal de plagioclasa ígnea. Metagranito porfídico, Prado del Cebollar.

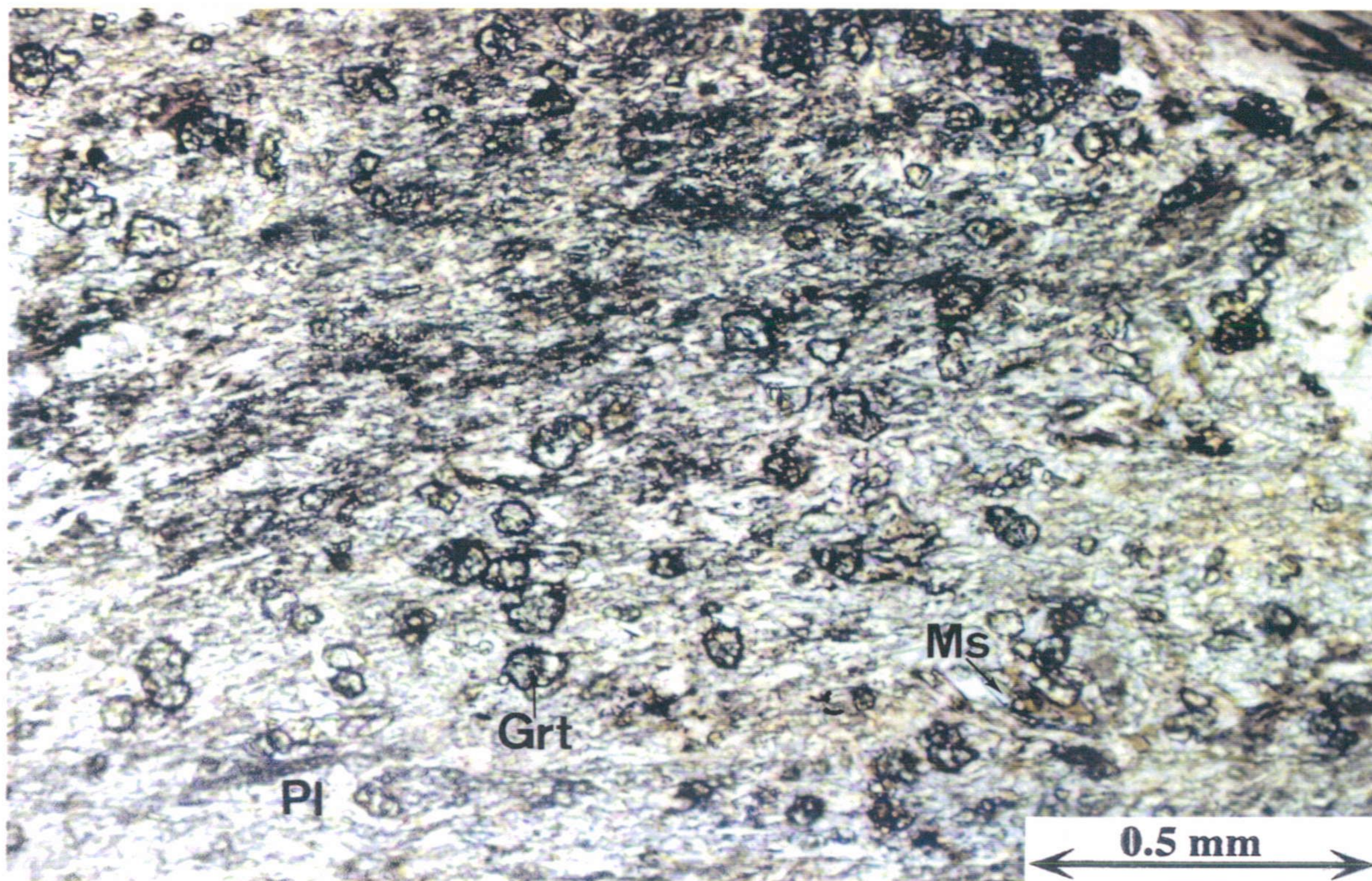


Foto 23. Agregado de pequeños cristales de granate (Grt), moscovita (Ms) y plagioclasa (Pl) desarrollado en los bordes de pseudomorfos de plagioclasa ígnea. Metagranito porfídico, Prado del Cebollar.

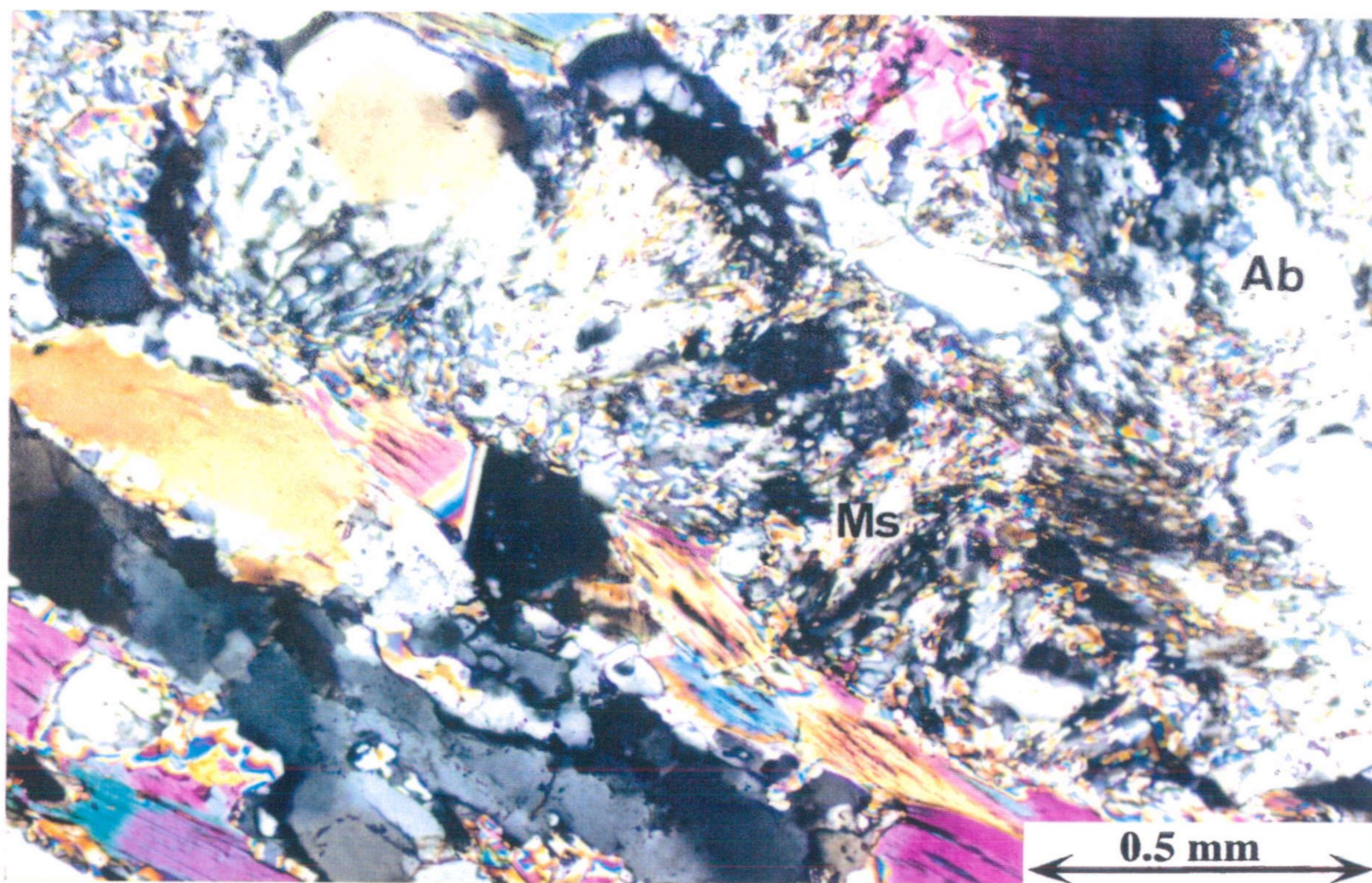


Foto 24. Agregado de albita (Ab) y moscovita con textura dactilítica (Ms) típico de la retrogresión de jadeita. Ortogneis granoblástico, Santillana.

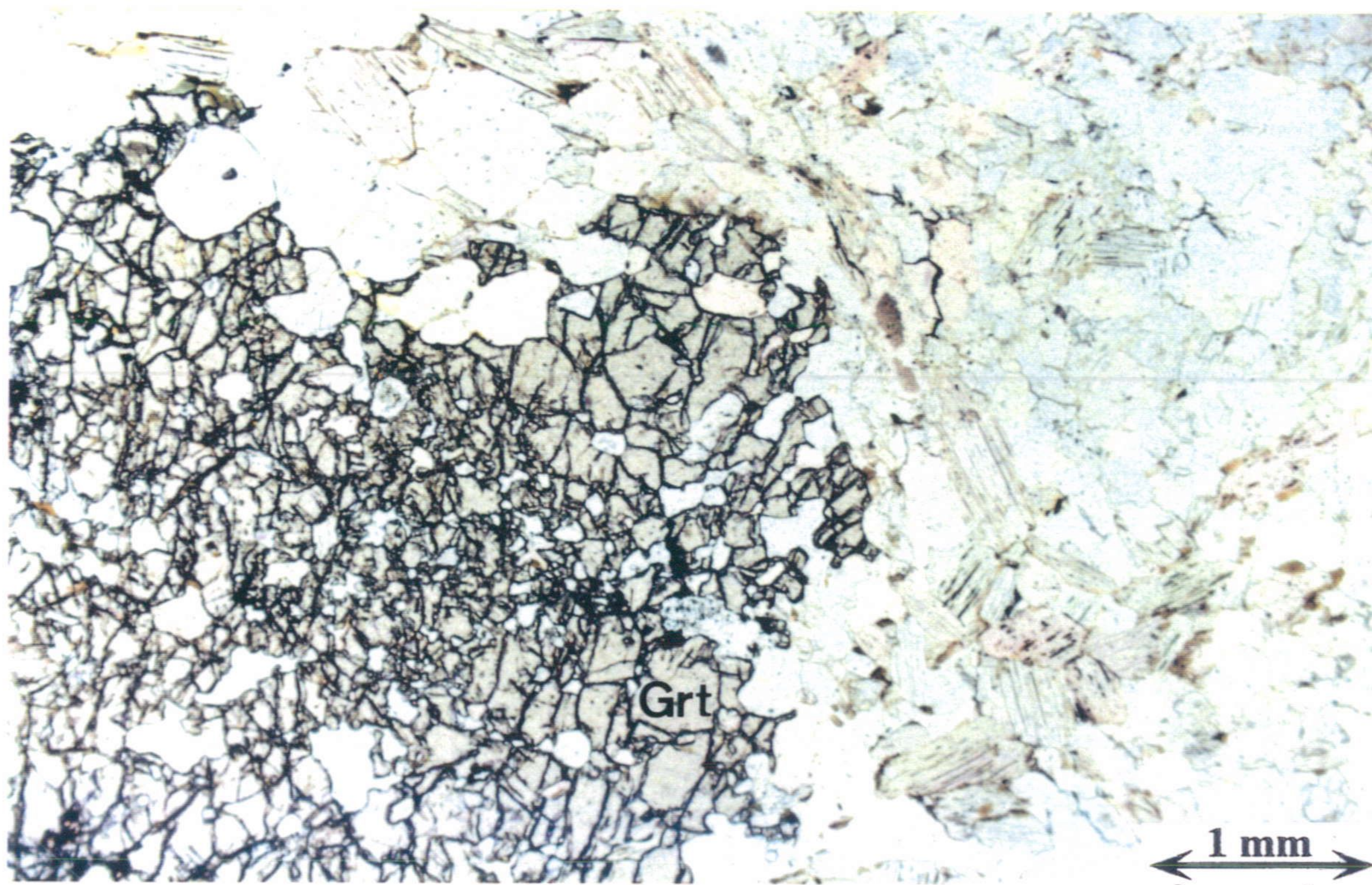


Foto 25. Peciloblasto xenomorfo de granate (Grt) típico de los ortogneises ojerosos y granoblásticos. Metagranito de Lubrín.

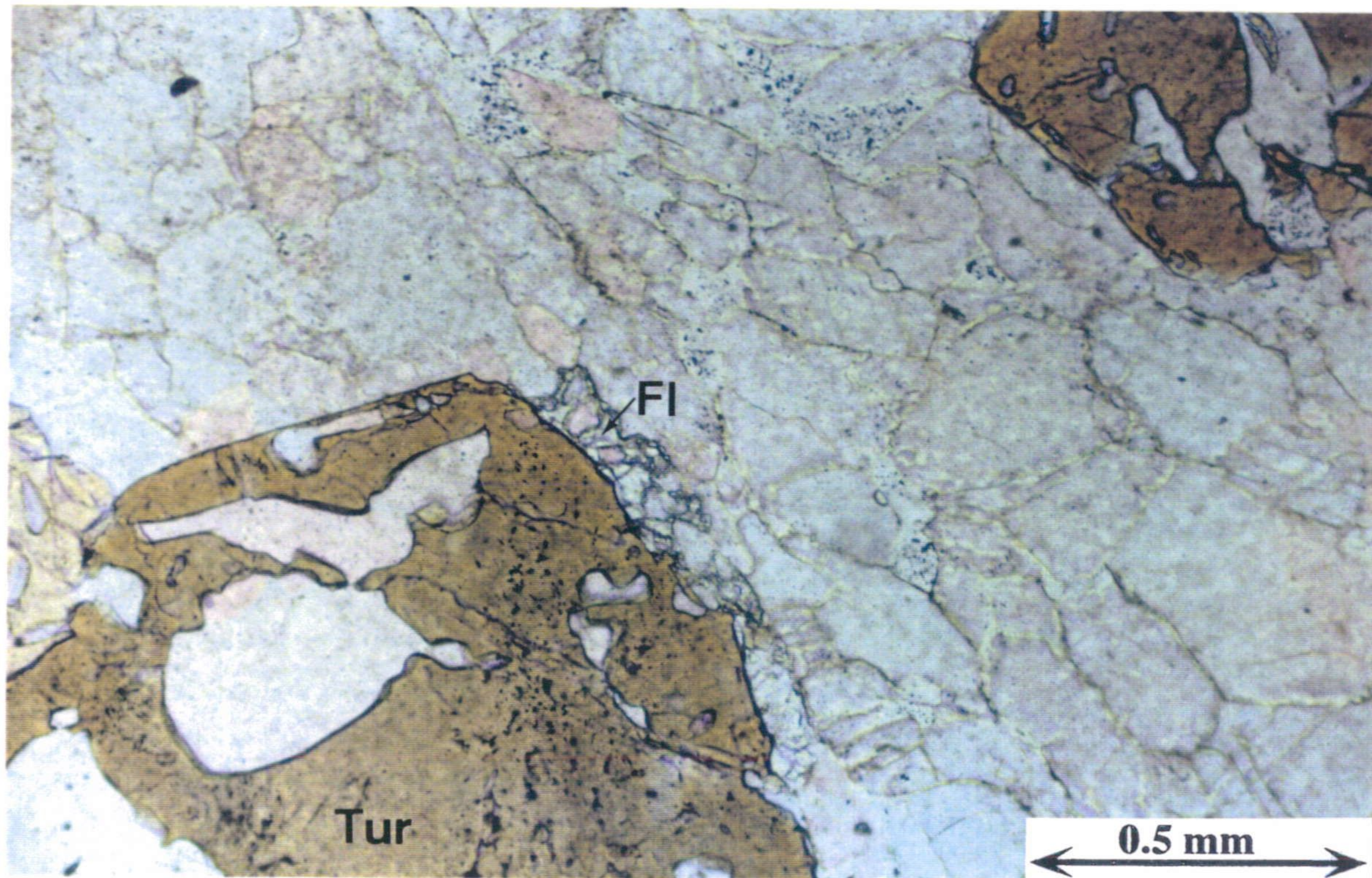


Foto 26. Pequeños cristales intersticiales de fluorita (Fl) en la matriz de un ortogneis ojoso con turmalina (Tur). Metagranito de Lubrín.

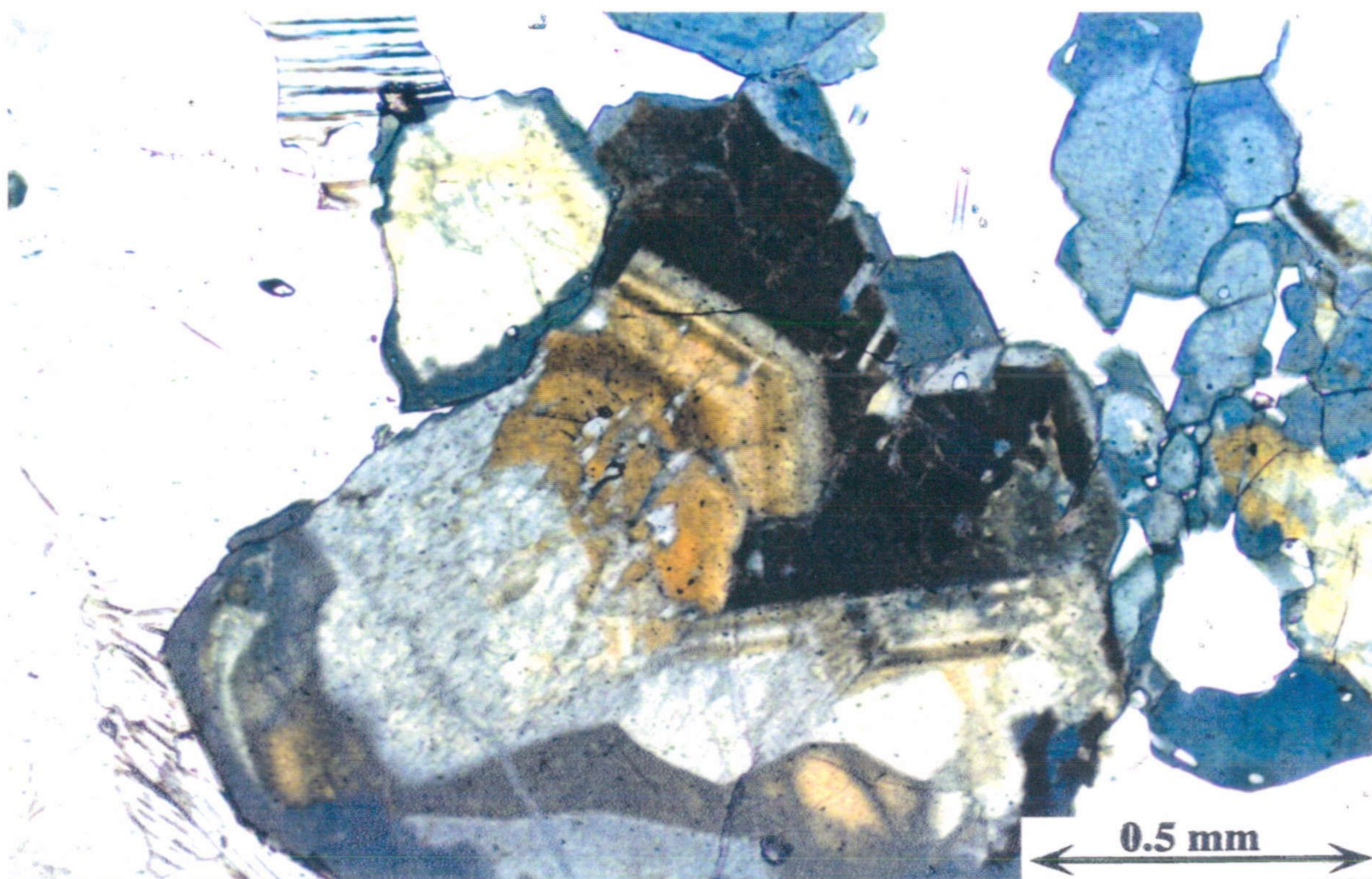


Foto 27. Zonación compleja en cristales de turmalina, consistente en la presencia de un núcleo con tonos amarillentos y zonación idomorfa, fracturado y recrecido por turmalina xenomorfa de tonos pardos y azulados. Metagranito de Lubrín.

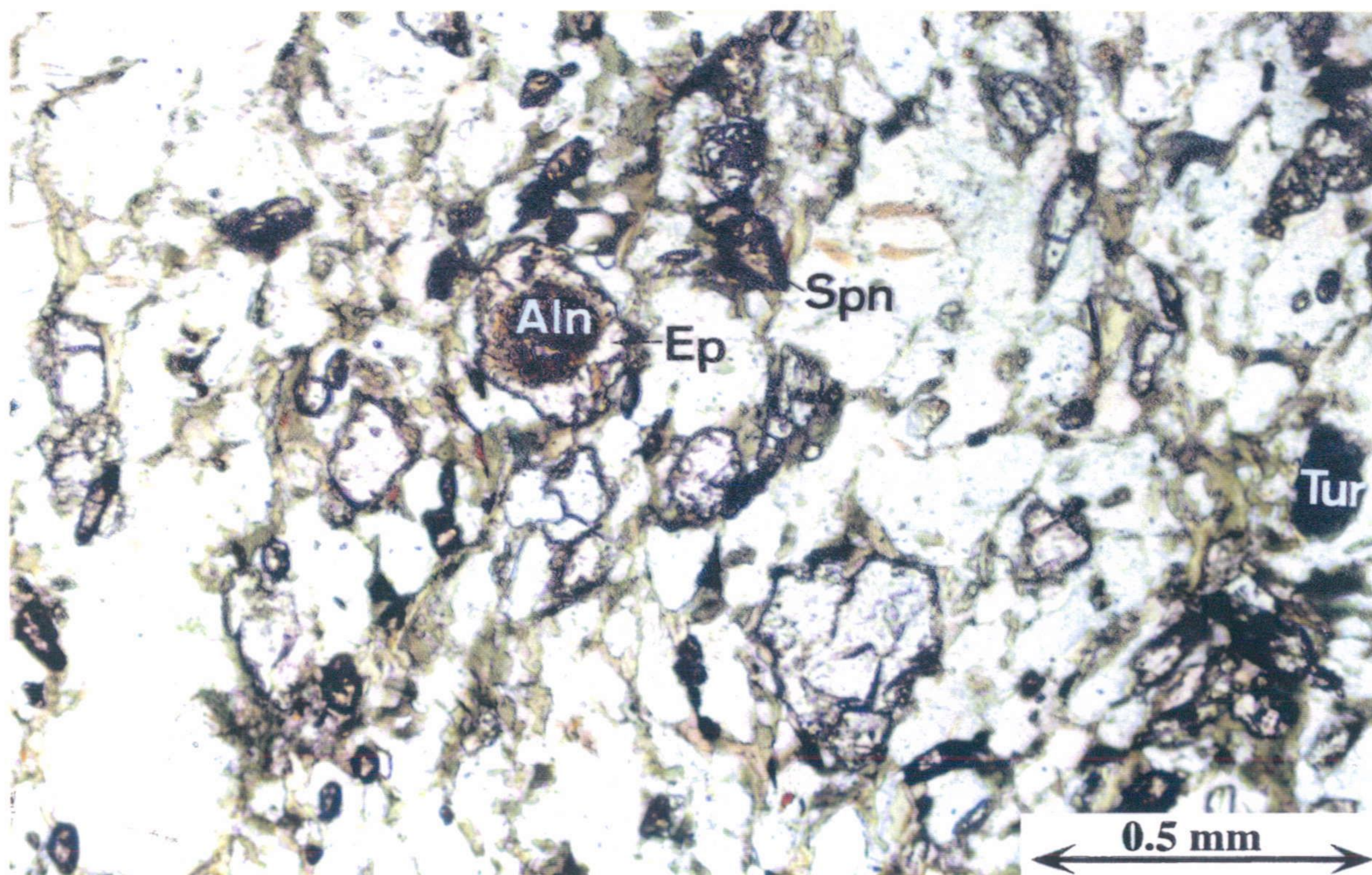


Foto 28. Matriz de gneis melanocrato constituida por cuarzo, feldspatos, biotita, titanita (Spn), turmalina (Tur) y epidota (Ep), que a veces recrece a antiguos cristales de allanita (Aln). Pista Forestal de Soportújar.

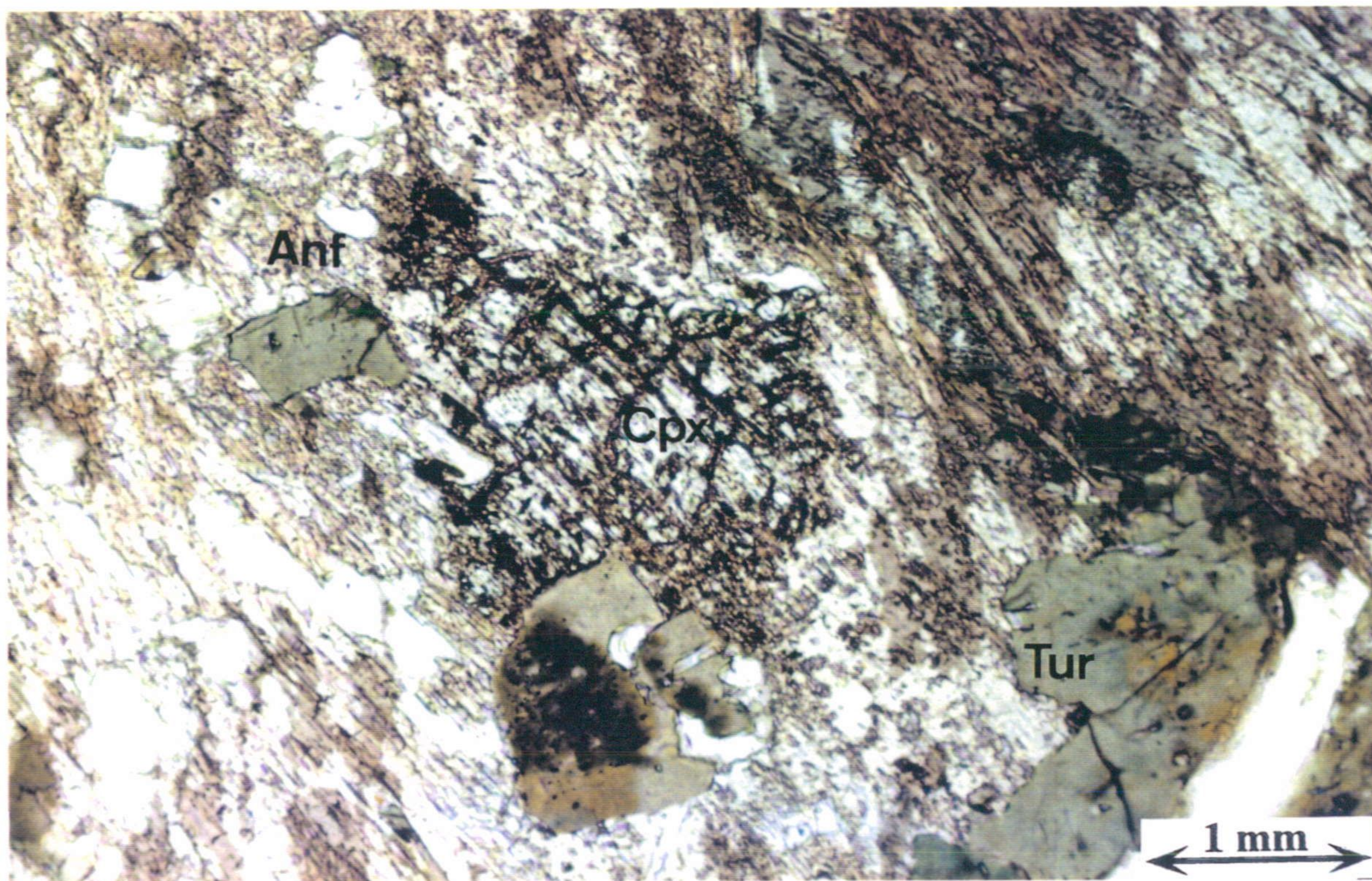


Foto 29. Restos de clinopiroxeno (Cpx) parcialmente transformado a anfíbol (Anf) en un nódulo rico en turmalina (Tur) de un gneis melanocrato. Pista Forestal de Soportújar.

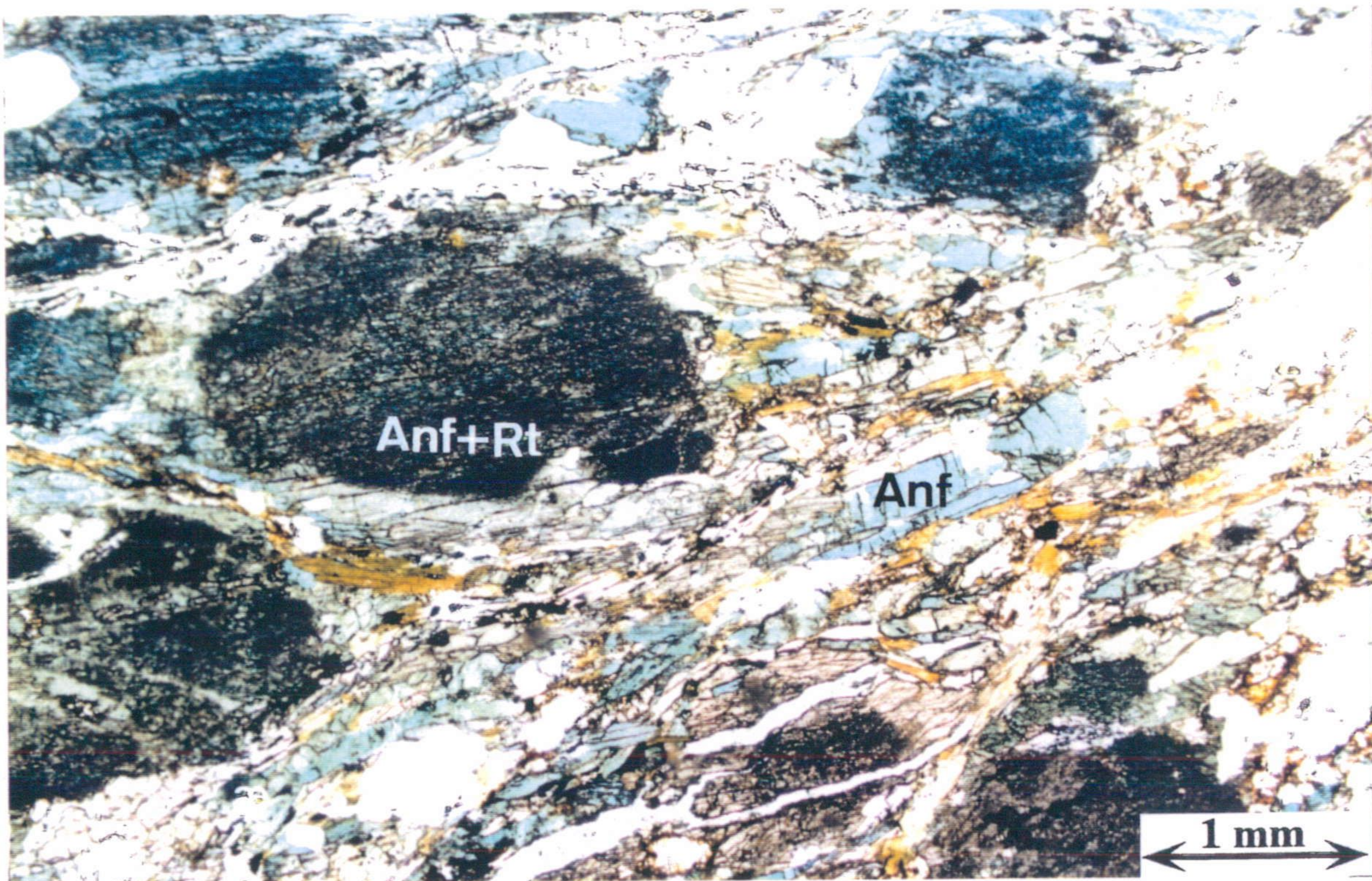


Foto 30. Gneis anfíbólico constituido por grandes cristales de hornblenda edenítica con pequeñas inclusiones de rutilo (Anf+Rt) en una matriz con el mismo tipo de anfíbol sin inclusiones de rutilo (Anf). Carretera de Lijar a Chercos.

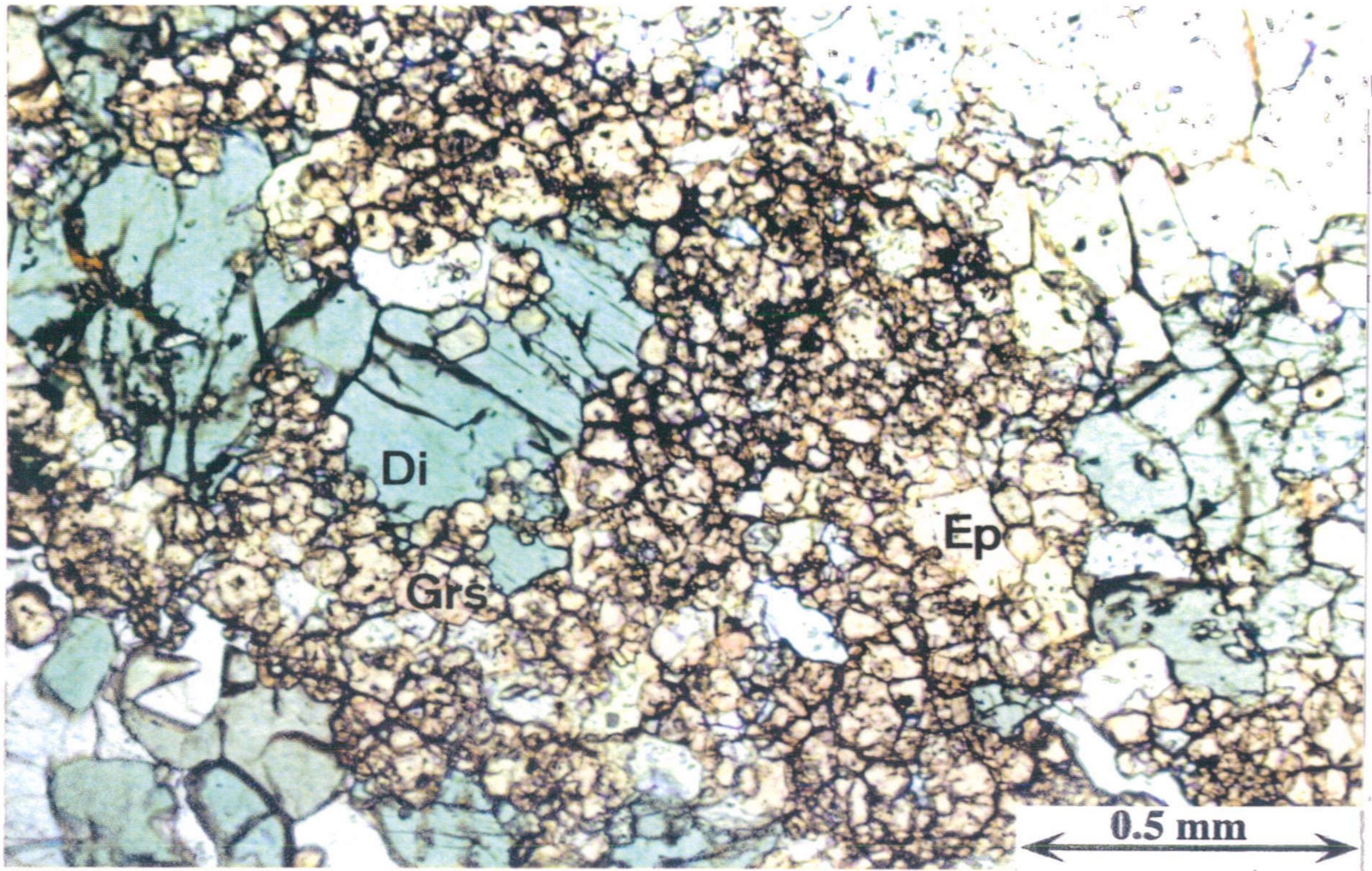


Foto 31. Paragénesis de alta presión en roca de skarn pobre en sodio, constituida por granate grosularítico (Grs), diópsido (Di) y epidota (Ep). Solana de los Martínez.

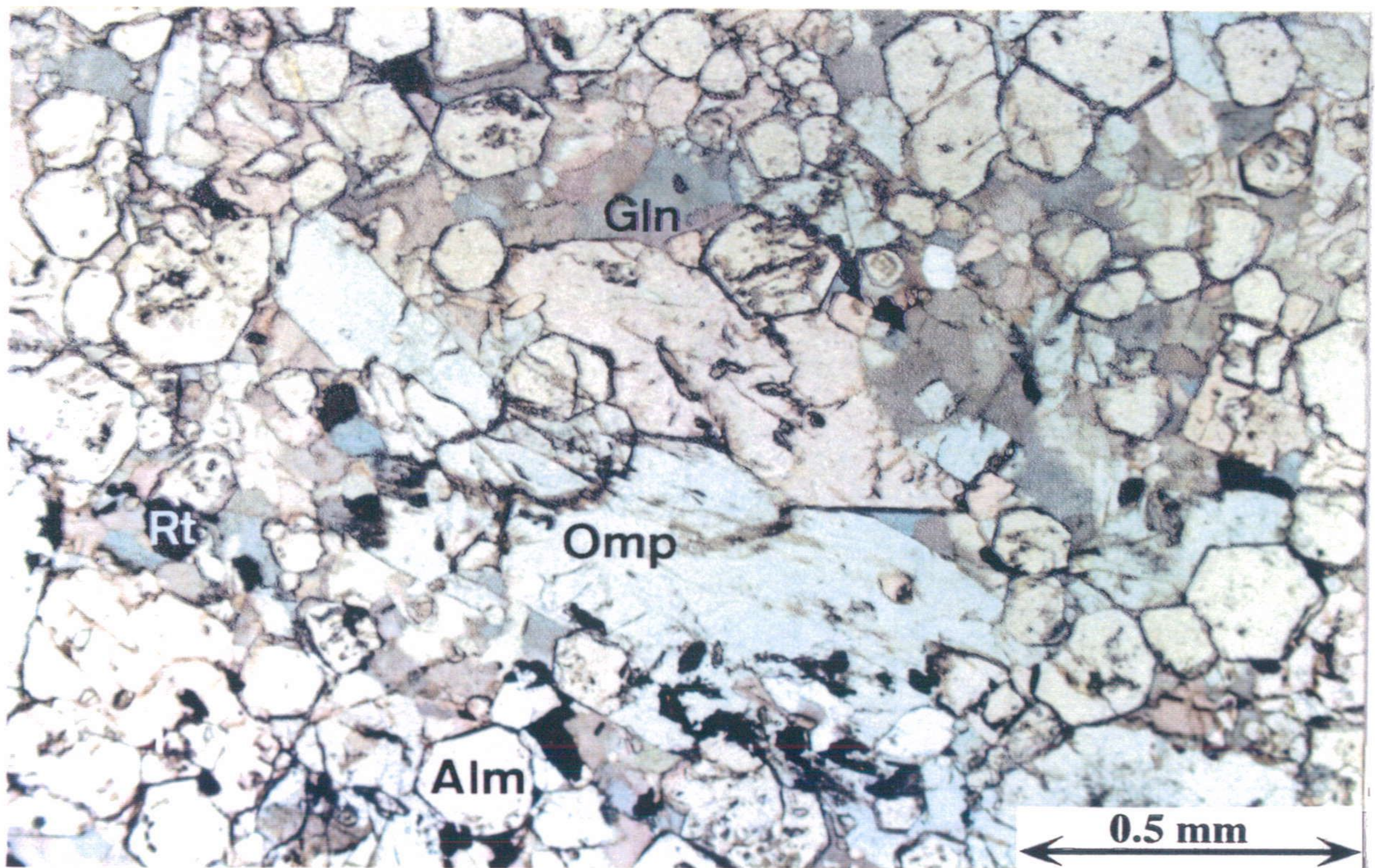


Foto 32. Paragénesis de alta presión en roca de skarn rica en sodio, constituida por granate almandínico (Alm), onfacita (Omp), glaucofana (Gln) y rutilo (Rt). El Chive.

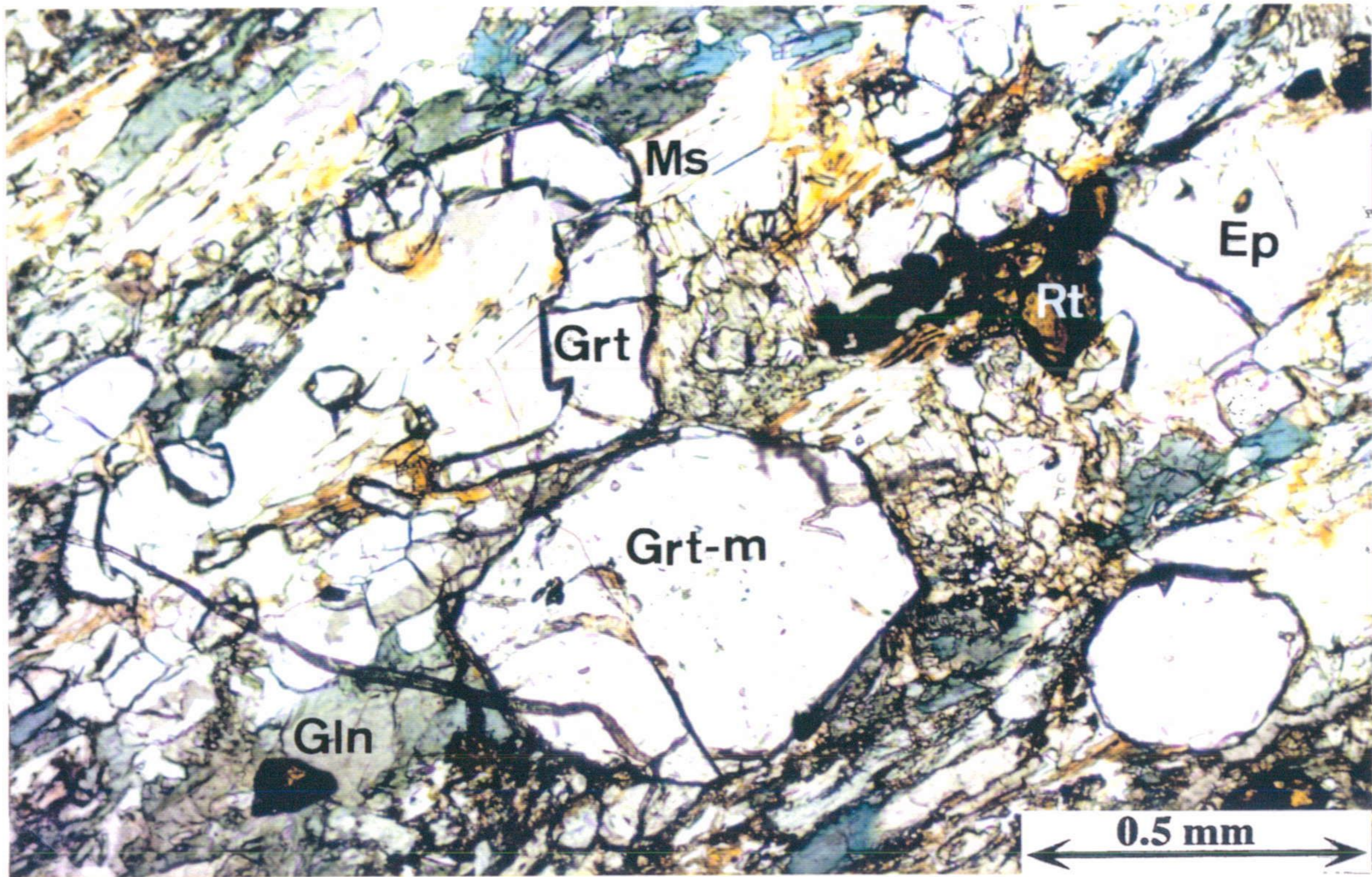


Foto 33. Ejemplo de tránsito entre esquisto y roca de skarn, constituido por onfacita, glaucofana (Gln), biotita, granate masivo (Grt-m) y en atolón (Grt), moscovita (Ms), cuarzo, epidota (Ep) y rutilo (Rt). El Chive.

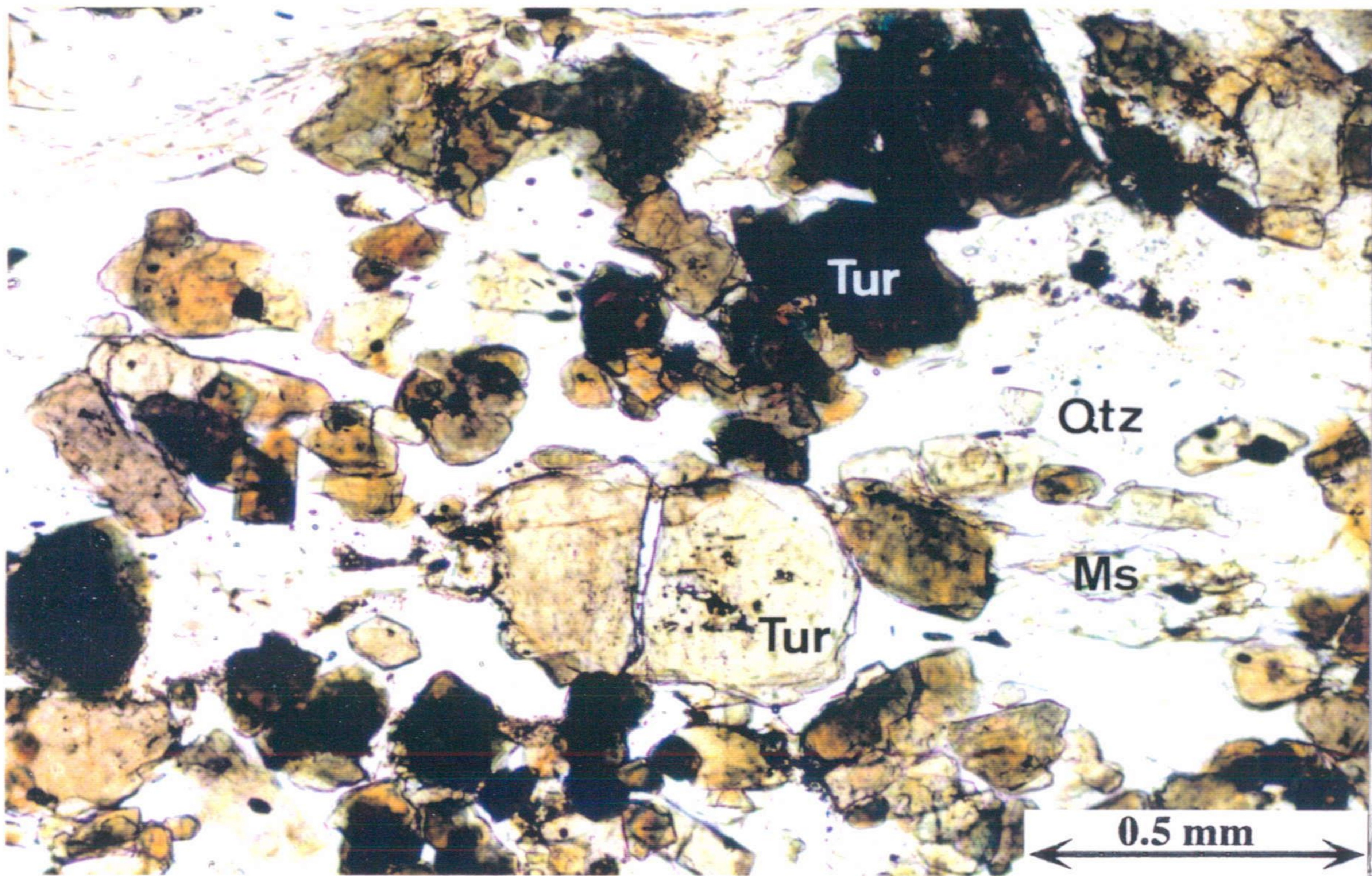


Foto 34. Nivel de turmalinita, constituido por turmalina (Tur), moscovita (Ms) y cuarzo (Qtz), en esquisto de Sabinas. Carretera de Sierra Nevada.

APÉNDICE I

Descripción de las muestras estudiadas, situación de las mismas y técnicas empleadas en cada muestra.

Apéndice I

En este apéndice sólo se han incluido aquellas muestras que después de su estudio petrográfico (y geoquímico para el caso de las muestras seleccionadas para estudio isotópico), se han seleccionado como de mayor interés de entre el total de las muestras estudiadas. Las siglas utilizadas han sido las siguientes:

- **A:** Rocas de Sierra Nevada (afloramientos 1 al 8 en la Figura 3.1).
- **B:** Rocas de la zona de unión entre Sierra Nevada y Sierra de los Filabres, y rocas de Sierra de Baza (afloramientos 9 y 10 en la Figura 3.1).
- **C:** Rocas de Sierra de los Filabres (afloramientos 11 y 12 en la Figura 3.1).

Las abreviaturas empleadas en este apéndice son:

A: Número de afloramiento, en la Figura 3.1, al que corresponde la muestra.

G: Grupo al que pertenece la roca,

- 1.- Ortogneises del tipo 1.
- 2.- Ortogneises del tipo 2.
- 3.- Rocas de skarn.
- 4.- Metapelitas.
- 5.- Rocas básicas.

RT: Análisis químico de roca total (Apéndice II).

IR: Análisis isotópico (Rb/Sr y Sm/Nd).

KA: Dataciones $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ ó $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$.

MI: Análisis químico de fases minerales (Apéndice III).

Se han utilizado las abreviaturas de minerales sugeridas por Kretz (1983) salvo en los siguientes casos:

Cpx: clinopiroxeno.

Anf: anfíbol.

Para la localización de las muestras, se ha indicado el término municipal donde han sido recogidas así como la situación exacta (± 50 m.) en coordenadas U.T.M. Los términos municipales relacionados, corresponden a las siguientes hojas de los mapas geológicos a escala 1:50.000 de la serie MAGNA:

- **Lanjarón (1042):** Cáñar, Capileira, Carataunas, Lanjarón, Soportújar.
- **Güejar-Sierra (1027):** Lugros, Monachil.
- **Guadix (1011):** Charches, Dólar, Ferreira.
- **Gergal (1029):** Canjáyar, Ocaña.
- **Vera (1014):** Lubrín.
- **Macael(1013):** Cóbdar, Lijar.

Apéndice I

Sigla	A	Tipo de roca: Mineralogía	G	RT	IR	KA	MI	Localización
A-4	3	Ortogneis leucocrato: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Tur, Zrn.	1	√				Soportújar 30SVF659869
A-6	3	Ortogneis melanocrato: Qtz, Kfs, Pl, Bt, Ep, Chl, Aln.	2	√	√			Soportújar 30SVF658869
A-7	3	Ortogneis melanocrato: Qtz, Kfs, Pl, Bt, Ep, Chl, Aln.	2	√	√			Soportújar 30SVF658869
A-10	3	Micaesquisto: Qtz, Gr, Ms, Grt, Ky, St, Tur.	4				√	Capileira 30SVG722010
A-18	2	Ortogneis leucocrato: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Grt, Tur, Spn.	1	√				Cáñar 30SVF607871
A-30	4	Metagranito: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Bt, Grt, Ep, Tur, Anf, Zrn, Ap.	1	√	√		√	Soportújar 30SVF646940
A-31	4	Metagranito: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Bt, Grt, Ep, Tur, Anf, Zrn, Ap.	1				√	Soportújar 30SVF646940
A-42	2	Ortogneis leucocrato: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Tur.	1	√				Cáñar 30SVF598886
A-48	2	Ortogneis leucocrato: Qtz, Kfs, Pl, Ms.	1	√				Cáñar 30SVF599886
A-49	2	Ortogneis leucocrato: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Grt, Ep, Tur, Spn.	1	√				Cáñar 30SVF599886
A-51	3	Ortogneis leucocrato: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Ep.	1	√				Soportújar 30SVF641904
A-52	3	Ortogneis leucocrato: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Tur.	1	√				Soportújar 30SVF650871
A-53	2	Ortogneis melanocrato: Qtz, Kfs, Pl, Bt, Ms, Grt, Ep Tur, Spn, Aln.	2	√				Cáñar 30SVF620867
A-54	2	Ortogneis melanocrato: Qtz, Kfs, Pl, Bt, Ms, Grt, Ep Tur, Spn, Aln.	2	√	√		√	Cáñar 30SVF620867
A-55	5	Micaesquisto: Qtz, Gr, Ms, Grt, Cld, St, Ky, Rt.	4				√	Monachil 30SVG629077
A-56	5	Turmalinita: Tur, Qtz, Ms, Grt, Ap.	3				√	Monachil 30SVG630076
A-57	5	Micaesquisto: Qtz, Gr, Ms, Grt, Tur, Rt.	4				√	Monachil 30SVG628078
A-59	1	Ortogneis leucocrato: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Grt, Tur, Ap, Zrn.	1	√				Lanjarón 30SVF577867
A-60	1	Ortogneis leucocrato: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Tur.	1	√				Lanjarón 30SVF571865
A-63	5	Ortogneis leucocrato: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Grt, Ep.	1	√				Capileira 30SVG701009
A-64	5	Endoskarn: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Ep, Bt, Anf, Tur.	3	√			√	Capileira 30SVG701009
A-66	5	Ortogneis melanocrato: Qtz, Kfs, Pl, Bt, Ms, Ep, Tur, Spn, Aln, Zrn.	2	√				Monachil 30SVG627079
A-68	5	Ortogneis leucocrato: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Tur, Bt, Ep, Spn, Aln.	2	√	√			Monachil 30SVG629076
A-69	5	Micaesquisto: Qtz, Ms, Pl, Grt, Bt, Tur.	4				√	Monachil 30SVG629076
A-71	3	Ortogneis melanocrato: Qtz, Kfs, Pl, Bt, Ep, Aln.	2	√				Soportújar 30SVF658869
A-75	7	Ortogneis leucocrato: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Tur, Ep, Aln, Zrn.	1	√				Ferreira 30SVG976157
A-76	7	Ortogneis leucocrato: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Grt, Ep, Bt, Tur, Zrn.	1	√				Ferreira 30SVG976157

Apéndice I

Sigla	A	Tipo de roca: Mineralogía	G	RT	IR	KA	MI	Localización
A-78	7	Ortogneis leucocrato: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Grt, Ep, Tur, Zrn.	1	√				Ferreira 30SVG976157
A-81	7	Ortogneis leucocrato: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Grt, Tur, Zrn.	1	√			√	Ferreira 30SVG976157
A-82	7	Ortogneis leucocrato: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Tur, Ep.	1	√				Ferreira 30SVG976157
A-86	8	Ortogneis melanocrato: Qtz, Kfs, Pl, Bt, Ms, Ep, Tur, Spn.	2	√				Dólar 30SWG010151
A-88	8	Ortogneis leucocrato: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Grt, Tur, Ep, Bt, Zrn.	1	√				Dólar 30SWG010151
A-90	3	Ortogneis melanocrato: Qtz, Kfs, Pl, Bt, Ep, Ms, Tur, Cpx, Anf, Spn.	2	√			√	Soportújar 30SVF647872
A-92	3	Ortogneis melanocrato: Qtz, Kfs, Pl, Bt, Ep, Spn, Tur, Anf.	2	√				Soportújar 30SVF647872
A-93	3	Ortogneis leucocrato: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Tur, Ep, Ap, Zrn.	1	√				Soportújar 30SVF659869
B-44	10	Ortogneis leucocrato: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Tur, Ep.	1	√				Ocaña 30SWG056254
B-45	10	Ortogneis leucocrato: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Tur, Ep, Zrn.	1	√				Ocaña 30SWG056254
B-46	10	Ortogneis leucocrato: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Tur, Ep, Zrn.	1	√				Canjáyar 30SWG034262
B-51	9	Ortogneis leucocrato: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Tur, Grt, Ep, Zrn.	2	√				Charches 30SWG050282
B-52	9	Ortogneis melanocrato: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Tur, Ep, Zrn.	2	√				Charches 30SWG050283
C-1	11	Ortogneis leucocrato: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Grt, Bt, Spn, Ep, Tur, Zrn, Ap.	1	√				Lubrín 30SWG820162
C-3	11	Ortogneis leucocrato: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Bt, Grt, Ep, Spn.	1	√				Lubrín 30SWG820162
C-7	11	Ortogneis leucocrato: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Grt, Tur, Ap.	1	√				Lubrín 30SWG844195
C-12	11	Ortogneis leucocrato: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Bt, Tur, Zrn, Ap.	1	√				Lubrín 30SWG832167
C-14	11	Ortogneis leucocrato: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Grt, Bt, Tur, Ep, Zrn.	1	√		√	√	Lubrín 30SWG833163
C-15	11	Pegmatita: Qtz, Kfs, Pl, Mu, Tur, Fl, Ap.	1				√	Lubrín 30SWG834161
C-16	11	Ortogneis leucocrato: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Grt, Bt, Tur, Ap.	1	√				Lubrín 30SWG837168
C-17	11	Ortogneis leucocrato: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Grt, Bt, Tur, Ap.	1	√				Lubrín 30SWG837166
C-22	11	Metagranito: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Tur, Fl, Ap, Zrn.	1	√	√		√	Lubrín 30SWG835162
C-26	11	Aplita: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Tur, Fl.	1	√				Lubrín 30SWG836162
C-28	11	Metagranito: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Bt, Grt, Tur, Zo, Ky Rt, Zrn, Ap.	1	√	√		√	Lubrín 30SWG837162
C-34	11	Exoskarn Qtz, Ms, Bt, Grt, Omp, Anf, Pl, Rt, Ap.	3				√	Lubrín 30SWG822162
C-36	11	Exoskarn Grt, Omp, Anf, Pl, Qtz, Ms, Rt, Spn, Ap.	3	√	√		√	Lubrín 30SWG822162
C-49	12	Ortogneis leucocrato: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Grt, Tur, Ap.	2	√				Lijar 30SWG681275
C-50	12	Ortogneis melanocrato: Anf, Pl, Qtz, Ms, Bt, Ep, Spn.	2	√				Lijar 30SWG680276

Apéndice I

Sigla	A	Tipo de roca: Mineralogía	G	RT	IR	KA	MI	Localización
C-51	12	Ortogneis melanocrato: Anf, Pl, Qtz, Ms, Bt, Ep, Spn.	2	√			√	Lijar 30SWG680276
C-52	12	Ortogneis leucocrato: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Grt, Tur, Ep, Spn, Ap.	1	√			√	Lijar 30SWG663271
C-53	12	Micaesquisto: Qtz, Ms, Grt, Cld, St, Ky, Gr, Rt.	4				√	Lijar 30SWG664270
C-54	12	Ortogneis leucocrato: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Tur.	1	√	√			Lijar 30SWG663271
C-57	12	Ortogneis leucocrato: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Tur, Ep.	2	√				Lijar 30SWG681275
C-58	12	Ortogneis leucocrato: Qtz, Kfs, Pl, Ep, Bt, Ms, Tur, Spn.	2	√				Lijar 30SWG681275
C-63	11	Endoskarn: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Bt, Tur, Anf, Ep, Spn.	3				√	Lubrín 30SWG877178
C-66	11	Ortogneis leucocrato: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Grt, Bt, Tur, Ep.	1				√	Lubrín 30SWG839162
C-75	11	Diferenciado rico en Bt: Qtz, Kfs, Pl, Bt, Ms, Tur, Ap.	1			√	√	Lubrín 30SWG832162
C-76	11	Exoskarn Grt, Omp, Anf, Pl, Qtz, Ms, Rt, Spn, Ap.	3			√	√	Lubrín 30SWG822162
C-90	12	Exoskarn Grt, Cpx, Anf, Qtz, Ep, Spn, Cal.	3				√	Lijar 30SWG663271
C-94	12	Ortogneis leucocrato: Qtz, Kfs, Pl, Ms, Tur, Zrn.	1	√				Cóbdar 30SWG698259
C-95	12	Exoskarn Grt, Cpx, Anf, Qtz, Ep, Spn, Cal, Mag.	3	√		√	√	Cóbdar 30SWG698259
MS-1	2	Micaesquisto: Qtz, Gr, Ms, Grt, Cld, Ky.	4	√	√	√		Carataunas 30SVF632871
MS-2	11	Micaesquisto: Qtz, Gr, Ms, Grt, Cld, Tur.	4	√	√			Lubrín 30SWG822162
RB-1	6	Eclogita: Grt, Omp, Ep, Anf, Pl, Qtz, Rt.	5	√	√			Lugros 30SVG772135

APÉNDICE II

Análisis químicos de roca total y norma CIPW.

Apéndice II

Para este trabajo se han analizado un total de 51 muestras de ortogneises (34 del tipo 1 y 17 del tipo 2) y 3 muestras de rocas de skarn. Además, se han analizado 2 metapelitas del basamento y 1 roca básica para modelizar el origen de los ortogneises del tipo 2.

De cada litotipo estudiado se tomó una muestra de 0.3 a 2.5 kg., en función de su homogeneidad y/o tamaño de grano, y se dividió en porciones de aproximadamente 8 cm³ cortándola con un disco de polvo de diamante, eliminando aquellas que presentaban alteraciones superficiales o fracturas. Las porciones resultantes, se molieron en un molino de carburo de wolframio. El polvo así obtenido para cada muestra se mezcló y cuarteó recogiendo unos 100 gr. para su estudio. El polvo posteriormente se secó a 110 °C.

De las 57 muestras estudiadas, 11 (A-30, A-54, A-68, A-71, B-44, B-46, C-22, C-28, C-36, RB-1 y MS-1) se analizaron en XRAL Inc., Ontario, siguiendo los procedimientos descritos por Baedecker (1987). El resto fueron analizadas en el Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada mediante las técnicas brevemente descritas a continuación.

Fluorescencia de Rayos X.

Los análisis se realizaron con un espectrómetro secuencial de Rayos X Philips PW1404 equipado con tubo de ánodo dual de Cr/Au. Las medidas obtenidas fueron corregidas de los efectos de deriva, interferencia, tiempo muerto y matriz de forma automática, y calibradas con patrones internacionales. La precisión así obtenida es mejor del 1-2% relativo para la mayoría de los elementos, excepto para Al, Na, Mn y Mg que es en torno al 4-5% relativo. Para los elementos trazas (Sr y Zr) los límites de detección sobre perla de vidrio son de ~ 5-10 ppm.

Mediante esta técnica se han analizado los elementos mayoritarios (Si, Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K y P) y algunos trazas (Sr y Zr). Previo al análisis, ~ 1 gr. de muestra se calentó entre 110 °C y 950 °C, para la determinación de la pérdida por calcinación (LOI). La totalidad de los elementos se han medido sobre perlas de vidrio fundido. Estas se realizaron mezclando 0.6 gr. de muestra con 5.4 gr. de Li₂O₇B₄ y en torno a 0.1 gr. de LiI, y fundiendo la mezcla a unos 1100 °C en una perladora automática Philips Perl'X2.



ICP-MS

Mediante esta técnica se han medido la totalidad de elementos trazas y tierras raras de las muestras analizadas en el Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada que aparecen en este apéndice. En algunas muestras se detectó que las concentraciones de Zr eran anormalmente bajas, probablemente debido a una incompleta disolución de zircones de tamaño de grano mayor que el óptimo para el método de disolución empleado. Por tanto, este elemento junto con el Sr (que se utilizó como valor de comparación) se midieron también mediante XRF.

Las medidas se han realizado en un espectrómetro Perkin Elmer-Sciex ELAN 5000. Para esto, 100 mgr. de muestra se disuelven a alta presión y temperatura en cápsulas de teflón mediante ataque ácido con una solución de HF y HNO₃ concentrados. La disolución resultante es evaporada, y posteriormente disuelta en HNO₃ y H₂O ultrapura hasta alcanzar la concentración idónea para su medida (1 : 1000 en un medio nítrico al 4%). Se utilizó una solución de Rh como estándar interno y patrones internacionales para el calibrado. La precisión de la técnica al nivel de 1 σ es de $\sim \pm 2$ y $\sim \pm 5$ % relativos para concentraciones de 50 y 5 ppm respectivamente.

Este apéndice consta de los siguientes apartados:

- Apéndice IIa: Análisis químicos de ortogneises del tipo 1.
- Apéndice IIb: Análisis químicos de ortogneises del tipo 2.
- Apéndice IIc: Análisis químicos de otras litologías (*).
- Apéndice IId: Norma CIPW de ortogneises del tipo 1 (**).
- Apéndice IIe: Norma CIPW de ortogneises del tipo 2 (**).

(*) Sk= Roca de skarn; Ms= Micaesquisto; Mb= Metabasita.

(**) Para el cálculo de la norma se ha empleado el programa NewPet (Daryl Clarke, University of Newfoundland, Canada), utilizando una razón FeO/Fe₂O₃ de 0.5 (Middlemost, 1989). Abreviaturas según Kretz (1983).

Apéndice IIa: Ortogneises del tipo 1.

Sigla	A-4	A-18	A-30	A-42	A-48	A-49	A-51	A-52	A-59
Mayores (%)									
SiO ₂	77.52	75.16	69.30	75.95	74.23	74.15	67.15	77.41	71.66
TiO ₂	0.19	0.19	0.56	0.13	0.19	0.27	1.04	0.17	0.36
Al ₂ O ₃	14.26	13.59	15.10	13.80	13.61	13.55	18.41	14.37	14.09
Fe ₂ O ₃ *	2.02	1.74	3.86	1.11	1.40	1.96	2.86	1.80	2.26
MnO	0.03	0.02	0.05	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02
MgO	0.30	0.33	1.03	0.12	0.33	0.61	0.66	0.23	0.54
CaO	0.44	0.57	1.05	0.41	0.34	0.34	1.32	0.42	0.82
Na ₂ O	3.24	2.60	1.96	5.09	3.22	2.86	6.22	3.41	1.90
K ₂ O	2.49	4.87	4.67	1.25	3.88	3.81	1.42	2.31	5.72
P ₂ O ₅	0.19	0.17	0.19	0.17	0.16	0.17	0.06	0.14	0.17
LOI	1.14	1.05	1.70	0.74	0.95	1.17	1.88	1.13	1.17
Total	101.82	100.29	99.47	98.78	98.31	98.90	101.04	101.41	98.71
Trazas (ppm)									
Li	3.28	37.91	61.00	5.38	11.44	12.00	6.50	2.44	15.82
Rb	187.80	389.84	201.00	43.11	331.17	321.58	6.12	56.24	220.19
Cs	7.80	29.94	17.20	11.33	20.48	25.18	1.30	5.72	5.46
Be	1.84	1.62	4.00	1.14	1.52	1.76	1.41	0.93	2.23
Sr	74.64	43.99	130.00	5.31	55.11	56.32	36.60	15.23	113.85
Ba	111.40	117.63	599.00	4.37	119.84	125.03	71.63	14.98	471.99
Sc	5.32	5.28	7.00	2.41	5.92	4.23	4.19	0.00	8.19
V	9.53	11.59	57.00	6.87	13.15	23.59	95.18	7.87	23.61
Cr	19.81	4.80	89.00	9.63	9.78	17.37	77.03	0.23	32.30
Co	25.83	27.35	7.00	34.95	16.38	21.84	10.11	17.94	34.12
Ni	0.75	1.34	15.00	0.00	0.96	9.25	10.21	0.03	4.88
Cu	2.98	6.82	6.10	1.33	2.32	3.33	8.60	2.40	10.03
Zn	7.67	20.53	48.30	0.00	1.25	3.58	0.00	0.00	24.75
Ga	23.78	20.13	21.00	22.17	24.07	21.18	20.52	15.76	16.88
Y	6.37	9.94	19.00	0.45	7.51	7.55	4.75	1.14	13.92
Nb	17.55	15.23	12.00	15.55	18.34	23.59	24.59	9.64	14.07
Zr	103.00	96.00	206.00	63.00	92.00	65.00	305.00	84.00	149.00
Ta	4.05	4.97	1.00	3.94	4.98	8.11	5.46	3.07	4.81
Hf	2.64	2.46	5.40	1.62	2.36	1.67	7.82	2.15	3.82
Pb	3.44	15.95	6.00	1.20	9.38	7.61	3.75	1.44	44.08
U	1.44	7.03	3.90	0.89	4.24	3.22	1.97	0.98	1.79
Th	10.15	11.71	16.00	1.20	12.28	13.61	9.03	3.16	15.66
REE (ppm)									
La	10.19	11.12	33.90	0.13	13.71	10.71	12.46	1.67	23.50
Ce	25.21	27.66	71.40	0.74	32.37	37.97	26.46	5.17	58.74
Pr	2.94	3.16	8.30	0.09	3.85	3.00	3.43	0.62	6.37
Nd	10.76	11.43	31.90	0.38	13.50	10.42	12.70	2.41	23.78
Sm	2.73	3.15	7.70	0.16	3.43	2.57	2.36	0.68	5.48
Eu	0.24	0.30	1.31	0.01	0.31	0.30	0.54	0.05	0.93
Gd	2.71	3.55	6.20	0.16	3.27	2.75	2.42	0.66	6.13
Tb	0.34	0.53	0.80	0.03	0.46	0.38	0.25	0.07	0.74
Dy	1.65	2.57	4.00	0.15	2.02	1.87	1.25	0.39	3.45
Ho	0.23	0.36	0.67	0.02	0.28	0.30	0.22	0.05	0.55
Er	0.54	0.89	1.80	0.06	0.67	0.77	0.65	0.12	1.33
Tm	0.07	0.10	0.20	0.01	0.07	0.11	0.09	0.02	0.16
Yb	0.38	0.64	1.40	0.04	0.41	0.64	0.58	0.10	0.95
Lu	0.05	0.08	0.21	0.01	0.06	0.09	0.09	0.01	0.13
Σ REE	58.03	65.54	169.79	1.97	74.41	71.88	63.50	12.01	132.23
(La/Lu) _N	21.87	13.97	16.63	2.64	23.54	12.13	14.75	17.21	18.21
Eu/Eu*	0.28	0.27	0.58	0.11	0.29	0.34	0.69	0.23	0.49

Apéndice IIa: Ortogneises del tipo 1.

Sigla	A-60	A-63	A-75	A-76	A-78	A-81	A-82	A-88	A-93
Mayores (%)									
SiO ₂	76.57	71.54	77.20	71.20	73.60	73.83	75.73	74.04	77.41
TiO ₂	0.14	0.41	0.14	0.55	0.21	0.32	0.14	0.28	0.12
Al ₂ O ₃	13.58	15.20	13.60	14.07	13.36	13.84	13.06	13.52	13.47
Fe ₂ O ₃ *	1.72	3.08	1.40	4.30	2.24	2.33	1.47	3.03	1.46
MnO	0.02	0.04	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01	0.03	0.02
MgO	0.26	0.96	0.27	0.87	0.39	0.50	0.15	0.46	0.17
CaO	0.37	1.32	0.49	1.16	1.43	0.67	0.41	0.54	0.35
Na ₂ O	2.49	2.42	3.09	0.92	1.74	1.88	2.63	1.74	3.89
K ₂ O	4.68	4.18	3.79	3.65	4.90	4.73	4.71	3.92	2.25
P ₂ O ₅	0.14	0.15	0.21	0.12	0.14	0.15	0.22	0.15	0.17
LOI	0.76	1.44	0.94	2.28	1.65	1.26	0.89	1.61	1.15
Total	100.73	100.74	101.14	99.15	99.67	99.52	99.40	99.31	100.44
Trazas (ppm)									
Li	34.56	88.43	26.59	26.68	20.90	20.78	53.11	48.64	5.71
Rb	427.40	330.94	359.10	249.76	403.68	290.54	501.52	315.89	139.57
Cs	24.24	33.85	21.84	18.79	15.88	10.76	24.40	16.20	4.69
Be	0.98	2.23	1.53	1.69	1.12	1.35	1.96	1.41	0.95
Sr	32.49	67.09	68.51	74.10	75.07	76.48	32.57	50.64	53.52
Ba	110.71	262.71	76.57	237.50	124.63	248.29	83.94	128.22	95.47
Sc	6.62	4.13	1.09	6.25	2.00	5.28	4.66	6.55	4.93
V	8.52	27.06	5.93	68.81	16.03	33.25	9.11	34.32	16.11
Cr	1.72	28.77	1.57	40.26	16.41	35.82	21.53	34.86	21.88
Co	19.51	19.54	13.04	24.54	21.24	25.69	24.19	23.67	24.06
Ni	1.94	7.02	0.00	10.08	1.68	11.00	3.63	9.65	6.74
Cu	11.41	7.14	2.02	27.80	8.68	8.83	7.31	18.68	3.68
Zn	9.33	6.65	0.73	33.13	16.14	41.20	42.02	43.81	21.03
Ga	23.41	19.93	19.78	19.74	19.91	19.60	22.40	23.00	21.19
Y	8.56	16.13	8.34	13.96	10.05	4.78	8.64	3.76	3.91
Nb	14.52	21.26	15.81	19.03	14.30	8.66	10.78	9.94	7.57
Zr	67.00	98.00	68.00	202.00	106.00	119.00	77.00	117.00	62.00
Ta	5.59	6.60	4.85	4.06	4.43	0.75	1.57	1.26	0.84
Hf	1.72	2.51	1.74	5.18	2.72	3.05	1.97	3.00	1.59
Pb	10.41	11.68	7.57	11.03	13.54	16.16	13.60	11.15	3.16
U	3.95	7.73	1.24	4.80	8.33	4.61	1.15	5.90	0.40
Th	12.59	9.57	9.49	10.16	12.86	11.20	10.96	6.37	7.92
REE (ppm)									
La	8.34	16.45	7.33	18.55	14.01	26.34	13.55	7.86	6.96
Ce	22.95	43.52	17.56	47.50	33.49	57.10	27.50	17.02	14.87
Pr	2.61	4.32	2.05	4.82	3.96	5.88	3.40	1.99	1.79
Nd	9.23	15.75	7.42	17.38	14.44	19.95	10.35	6.96	6.38
Sm	2.80	3.86	2.01	3.93	3.78	4.45	3.02	1.92	1.84
Eu	0.19	0.60	0.20	0.66	0.36	0.36	0.18	0.15	0.13
Gd	2.94	4.49	2.38	4.38	3.96	3.51	3.11	1.85	1.71
Tb	0.43	0.64	0.37	0.59	0.53	0.36	0.42	0.26	0.23
Dy	2.10	3.45	1.98	2.93	2.49	1.55	2.13	1.26	1.05
Ho	0.32	0.61	0.29	0.54	0.36	0.26	0.33	0.22	0.16
Er	0.77	1.66	0.67	1.54	0.92	0.59	0.79	0.50	0.38
Tm	0.10	0.23	0.08	0.21	0.12	0.08	0.10	0.07	0.05
Yb	0.56	1.48	0.48	1.39	0.65	0.48	0.58	0.44	0.31
Lu	0.07	0.22	0.06	0.21	0.09	0.07	0.07	0.06	0.04
Σ REE	53.40	97.29	42.88	104.62	79.16	120.98	65.53	40.56	35.90
(La/Lu) _N	13.02	7.67	12.58	9.28	16.60	38.77	19.95	13.50	17.93
Eu/Eu*	0.20	0.44	0.28	0.49	0.29	0.28	0.18	0.24	0.23

Apéndice IIa: Ortogneises del tipo 1.

Sigla	B-44	B-45	B-46	C-1	C-3	C-7	C-12	C-14	C-16
Mayores (%)									
SiO ₂	73.50	73.94	74.50	75.14	74.22	71.73	75.35	77.94	74.37
TiO ₂	0.15	0.19	0.18	0.26	0.26	0.18	0.16	0.18	0.18
Al ₂ O ₃	14.00	13.86	14.20	14.22	14.82	13.50	14.28	13.35	12.87
Fe ₂ O ₃ *	1.11	1.89	1.07	1.99	2.29	1.94	1.54	1.61	1.86
MnO	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01
MgO	0.32	0.39	0.34	0.28	0.35	0.23	0.17	0.25	0.19
CaO	0.45	0.38	0.47	0.70	0.96	0.48	0.33	0.51	0.39
Na ₂ O	4.29	2.76	4.35	2.01	2.37	2.27	2.45	2.73	2.12
K ₂ O	4.10	4.56	3.80	5.95	4.73	4.91	5.78	4.70	4.93
P ₂ O ₅	0.27	0.21	0.25	0.19	0.21	0.16	0.20	0.21	0.19
LOI	0.93	1.05	0.93	0.93	1.06	0.79	0.70	0.74	0.97
Total	99.20	99.26	100.10	101.69	101.30	96.22	100.98	102.24	98.08
Trazas (ppm)									
Li	132.00	96.75	84.00	93.74	59.68	233.03	319.04	99.89	317.41
Rb	415.00	419.29	329.00	409.13	277.89	479.16	540.58	376.57	520.31
Cs	29.00	18.78	14.00	23.07	9.42	53.15	61.18	25.28	58.30
Be	2.00	1.59	1.00	1.95	3.18	1.44	4.27	3.34	6.96
Sr	82.00	28.85	67.00	49.00	59.86	33.43	25.13	23.39	10.97
Ba	222.00	70.04	235.00	207.51	179.85	77.60	216.17	91.02	16.40
Sc	4.81	1.72	5.04	12.50	2.77	6.63	2.63	2.83	1.77
V	11.00	8.95	16.00	12.18	17.99	9.00	2.78	3.46	2.19
Cr	29.00	15.97	19.00	25.14	38.02	8.00	4.14	19.72	8.33
Co	61.00	16.93	36.00	52.40	24.36	32.89	11.54	22.84	34.59
Ni	4.00	8.14	1.00	0.60	0.68	0.00	0.00	0.00	0.00
Cu	3.90	3.58	12.50	7.80	0.00	6.63	4.52	4.50	5.13
Zn	28.90	14.87	26.20	37.24	10.49	34.13	11.51	18.01	27.21
Ga	24.10	21.49	22.30	18.81	20.26	19.53	19.34	18.57	22.38
Y	11.00	8.47	12.00	15.01	19.37	10.11	12.14	12.00	9.54
Nb	14.00	17.77	14.00	16.98	15.43	15.29	16.44	13.93	18.55
Zr	64.00	81.00	76.00	125.00	101.00	85.00	96.00	118.00	95.00
Ta	3.00	5.60	3.00	4.71	3.78	5.82	6.10	4.79	6.84
Hf	2.40	2.08	2.80	3.21	2.59	2.18	2.46	3.03	2.44
Pb	2.00	2.47	2.00	46.83	22.35	14.99	25.62	15.55	16.91
U	1.60	1.03	2.40	6.30	4.71	4.83	2.69	2.45	4.53
Th	7.60	11.09	8.80	17.02	9.95	11.20	15.54	13.24	18.72
REE (ppm)									
La	6.90	6.16	11.00	14.85	13.40	5.45	10.41	6.10	8.14
Ce	16.80	19.79	23.20	44.23	36.16	12.48	24.39	17.81	16.91
Pr	1.90	2.01	2.90	4.48	3.78	1.66	2.87	2.04	2.64
Nd	7.60	7.14	12.00	16.06	14.03	6.17	10.33	7.16	9.24
Sm	1.90	2.26	2.80	4.28	3.75	2.06	2.75	1.96	2.64
Eu	0.22	0.21	0.31	0.45	0.44	0.20	0.33	0.15	0.10
Gd	2.00	2.49	2.90	5.09	4.35	2.46	3.18	2.28	2.99
Tb	0.40	0.40	0.50	0.77	0.76	0.41	0.49	0.39	0.50
Dy	2.10	2.12	2.70	3.64	4.39	2.22	2.73	2.34	2.49
Ho	0.33	0.32	0.40	0.55	0.72	0.35	0.40	0.41	0.34
Er	0.90	0.82	1.10	1.30	1.82	0.78	0.97	1.10	0.71
Tm	0.10	0.10	0.20	0.16	0.23	0.10	0.11	0.13	0.08
Yb	0.80	0.59	0.90	1.02	1.31	0.61	0.64	0.76	0.41
Lu	0.08	0.08	0.09	0.14	0.17	0.08	0.08	0.10	0.05
Σ REE	42.03	44.48	61.00	97.02	85.30	35.03	59.67	42.73	47.22
(La/Lu) _N	8.89	8.04	12.59	11.25	8.37	7.02	13.93	6.42	15.53
Eu/Eu*	0.35	0.28	0.33	0.30	0.33	0.28	0.34	0.22	0.11

Apéndice IIa: Ortogneises del tipo 1.

Sigla	C-17	C-22	C-26	C-28	C-52	C-54	C-94
Mayores (%)							
SiO ₂	74.04	74.20	73.59	73.00	73.66	76.66	76.21
TiO ₂	0.15	0.14	0.10	0.28	0.26	0.13	0.16
Al ₂ O ₃	13.01	13.20	14.03	13.90	13.19	13.07	13.62
Fe ₂ O ₃ *	1.87	1.60	1.20	2.71	2.50	1.30	0.96
MnO	0.01	0.04	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02
MgO	0.17	0.27	0.07	0.52	0.40	0.19	0.20
CaO	0.48	0.33	0.35	0.66	0.80	0.39	0.40
Na ₂ O	2.15	2.87	3.26	2.58	3.80	3.29	4.48
K ₂ O	5.07	4.75	3.90	4.61	4.06	3.86	1.88
P ₂ O ₅	0.20	0.26	0.25	0.25	0.15	0.21	0.20
LOI	0.96	0.76	0.91	1.00	1.47	0.79	0.98
Total	98.11	98.42	97.68	99.55	100.30	99.90	99.11
Trazas (ppm)							
Li	171.36	537.00	949.13	447.00	33.13	65.84	43.88
Rb	518.54	591.00	900.15	445.00	355.59	400.06	71.34
Cs	36.27	125.00	98.77	87.20	15.59	16.31	3.82
Be	3.55	5.00	1.55	4.00	1.46	0.98	1.06
Sr	11.98	28.00	16.37	35.00	32.26	63.31	18.30
Ba	23.17	111.00	0.00	174.00	94.09	87.22	7.76
Sc	2.84	2.00	2.73	6.00	4.98	5.87	1.32
V	1.61	9.00	0.91	22.00	29.44	9.62	6.25
Cr	17.98	90.00	10.93	90.00	34.10	35.50	21.92
Co	20.78	4.00	46.70	4.00	30.40	38.11	23.21
Ni	0.00	1.00	0.00	6.00	11.05	2.62	0.00
Cu	8.28	3.70	5.21	13.20	10.94	6.58	3.32
Zn	26.72	40.30	5.93	66.80	54.43	47.21	0.00
Ga	22.98	22.00	28.23	24.00	20.20	21.41	17.92
Y	15.65	12.00	6.79	16.00	6.05	9.05	1.39
Nb	18.34	15.00	32.36	17.00	8.32	11.15	14.17
Zr	91.00	44.00	30.00	131.00	116.00	59.00	67.00
Ta	4.34	4.30	18.46	1.90	1.02	2.47	5.20
Hf	2.33	2.80	0.77	3.90	2.97	1.51	1.72
Pb	23.02	13.00	8.61	40.00	11.10	16.35	0.97
U	0.77	1.80	18.65	3.80	5.93	6.64	0.56
Th	19.40	9.90	5.11	17.00	8.85	9.10	3.22
REE (ppm)							
La	6.27	8.20	2.37	24.30	21.56	14.12	1.60
Ce	14.38	20.30	7.23	51.10	45.24	30.50	3.43
Pr	1.91	2.30	0.76	6.20	5.08	3.25	0.50
Nd	6.77	6.40	2.60	24.10	17.54	10.64	1.89
Sm	2.27	2.60	0.86	6.60	4.37	2.97	0.50
Eu	0.08	0.20	0.03	0.46	0.32	0.22	0.09
Gd	3.03	2.40	1.00	5.30	4.34	2.91	0.56
Tb	0.58	0.40	0.21	0.80	0.55	0.37	0.06
Dy	3.45	2.40	1.31	3.80	2.14	2.12	0.38
Ho	0.51	0.35	0.20	0.50	0.33	0.38	0.06
Er	1.16	0.80	0.51	1.10	0.58	0.98	0.14
Tm	0.13	0.10	0.08	0.10	0.07	0.13	0.02
Yb	0.63	0.50	0.46	0.60	0.44	0.74	0.12
Lu	0.08	0.07	0.07	0.07	0.06	0.10	0.02
Σ REE	41.26	47.02	17.68	125.03	102.62	69.43	9.36
(La/Lu) _N	8.50	12.07	3.71	35.77	37.03	14.55	8.25
Eu/Eu*	0.10	0.25	0.10	0.24	0.23	0.23	0.50

Apéndice IIb: Ortogneises del tipo 2.

Sigla	A-6	A-7	A-53	A-54	A-66	A-68	A-71	A-86	A-90
Mayores (%)									
SiO ₂	62.67	61.91	67.04	63.40	75.77	73.30	67.40	59.43	55.56
TiO ₂	1.33	1.55	1.06	0.64	0.29	0.22	0.87	1.63	1.29
Al ₂ O ₃	15.18	15.25	15.12	16.60	13.28	13.10	14.00	14.42	16.85
Fe ₂ O ₃ *	6.50	6.67	4.74	4.73	1.82	1.85	4.54	7.70	6.31
MnO	0.06	0.06	0.09	0.09	0.01	0.03	0.09	0.09	0.07
MgO	2.77	2.65	1.57	0.84	0.51	0.34	1.85	3.90	3.34
CaO	5.17	4.50	3.23	2.07	0.70	1.46	3.51	3.71	7.02
Na ₂ O	3.30	3.77	3.46	5.61	2.56	2.04	3.65	3.10	3.44
K ₂ O	1.94	1.54	3.19	4.61	5.04	5.01	3.34	2.69	2.30
P ₂ O ₅	0.23	0.27	0.28	0.18	0.06	0.09	0.18	0.29	0.24
LOI	2.11	1.81	0.89	0.40	0.62	0.50	1.00	2.98	2.66
Total	101.26	99.98	100.67	99.17	100.66	97.94	100.43	99.94	99.08
Trazas (ppm)									
Li	29.72	32.96	86.55	45.00	53.32	12.00	27.00	52.53	40.30
Rb	157.35	116.63	229.72	178.00	417.45	300.00	242.00	423.61	207.80
Cs	21.07	18.44	37.03	18.00	27.90	10.80	27.00	58.36	21.89
Be	3.12	2.28	4.34	6.00	4.44	9.00	5.00	3.40	2.34
Sr	187.15	339.90	109.38	135.00	63.99	348.00	175.00	181.07	290.78
Ba	106.68	143.33	212.60	442.00	102.07	361.00	223.00	97.84	119.91
Sc	18.39	19.48	15.25	6.00	4.09	2.00	11.80	25.53	21.32
V	146.81	177.36	91.57	43.00	18.01	21.00	96.00	175.24	157.92
Cr	37.20	25.43	24.38	47.00	5.79	67.00	90.00	71.56	79.57
Co	27.32	37.00	31.53	4.00	41.53	3.00	12.00	29.41	24.77
Ni	13.39	11.71	4.89	1.00	0.00	1.00	16.00	33.75	26.33
Cu	29.30	33.54	19.30	7.90	2.92	1.40	18.80	42.30	28.12
Zn	10.30	19.21	39.22	43.30	0.00	9.40	38.00	95.38	59.26
Ga	18.57	22.71	20.49	27.00	21.58	18.00	21.00	22.65	20.80
Y	31.94	40.21	33.98	46.00	35.83	47.00	27.00	34.36	27.84
Nb	34.92	57.82	35.12	58.00	40.87	20.00	22.00	23.62	20.66
Zr	205.00	266.00	167.00	656.00	181.00	144.00	166.00	205.00	176.00
Ta	6.63	13.06	9.64	4.20	12.23	3.20	2.00	2.65	1.60
Hf	5.26	6.82	4.28	15.00	4.64	4.50	4.70	5.26	4.51
Pb	6.04	7.14	11.55	2.00	16.33	3.00	6.00	9.58	6.55
U	9.51	9.84	17.36	8.80	18.07	21.30	14.30	8.52	6.20
Th	25.32	21.17	18.74	16.00	42.81	33.00	23.00	16.09	17.30
REE (ppm)									
La	61.55	30.36	17.54	36.60	29.54	35.10	28.40	44.46	39.58
Ce	103.08	66.98	40.71	79.30	65.17	73.00	56.50	81.96	66.27
Pr	9.91	7.81	4.60	9.30	6.52	7.70	5.90	9.57	8.15
Nd	32.00	29.11	17.75	36.50	21.26	27.10	24.00	32.53	29.79
Sm	6.04	6.94	4.71	8.80	4.78	6.90	5.20	7.66	6.79
Eu	1.14	1.54	0.91	1.61	0.45	0.80	0.95	1.26	1.25
Gd	7.75	8.55	5.97	8.10	6.00	6.60	5.10	8.76	7.26
Tb	1.01	1.27	0.98	1.40	0.94	1.20	0.90	1.26	1.02
Dy	5.74	7.27	6.09	8.60	5.72	8.00	5.80	7.17	6.04
Ho	1.16	1.44	1.24	1.71	1.16	1.60	1.23	1.47	1.24
Er	3.43	4.13	3.66	5.00	3.47	4.60	3.80	4.08	3.36
Tm	0.49	0.62	0.58	0.70	0.53	0.70	0.50	0.60	0.51
Yb	3.12	3.84	3.93	4.70	3.45	4.70	3.70	4.02	3.30
Lu	0.46	0.54	0.58	0.64	0.48	0.64	0.46	0.53	0.49
Σ REE	236.87	170.39	109.25	202.96	149.47	178.64	142.44	205.33	175.05
(La/Lu) _N	13.85	5.77	3.11	5.89	6.29	5.65	6.36	8.64	8.32
Eu/Eu*	0.51	0.61	0.53	0.59	0.26	0.36	0.57	0.47	0.55

Apéndice IIb: Ortogneises del tipo 2.

Sigla	A-92	B-51	B-52	C-49	C-50	C-51	C-57	C-58
Mayores (%)								
SiO ₂	63.54	75.63	63.99	60.01	48.44	43.70	60.35	61.65
TiO ₂	1.22	0.23	0.71	0.48	2.39	3.67	0.48	0.44
Al ₂ O ₃	14.42	13.51	18.74	18.65	17.39	16.27	18.96	18.90
Fe ₂ O ₃ *	5.77	1.58	6.37	4.75	10.13	11.76	4.50	4.44
MnO	0.05	0.04	0.05	0.08	0.18	0.12	0.09	0.06
MgO	2.60	0.30	1.18	0.50	3.25	4.93	0.78	0.52
CaO	4.19	0.47	0.61	1.90	4.02	9.15	2.10	1.95
Na ₂ O	4.58	3.24	1.23	5.90	2.79	3.37	7.25	6.57
K ₂ O	1.82	5.31	2.30	5.22	5.70	2.78	3.01	4.81
P ₂ O ₅	0.24	0.07	0.09	0.11	0.74	1.55	0.12	0.11
LOI	1.19	0.45	1.99	0.57	3.04	2.17	1.47	0.64
Total	99.62	100.83	97.26	98.17	98.07	99.46	99.11	100.11
Trazas (ppm)								
Li	26.80	40.93	46.83	14.14	60.18	37.57	13.72	16.83
Rb	163.74	588.32	146.48	38.65	142.82	80.46	11.52	26.35
Cs	19.40	79.74	15.57	0.91	4.59	2.85	0.27	0.45
Be	2.98	5.59	4.62	2.56	5.30	1.47	2.43	1.91
Sr	208.37	32.44	129.88	166.55	185.11	585.52	27.64	215.91
Ba	89.95	56.06	277.31	199.74	407.09	715.54	153.46	271.93
Sc	18.53	4.11	12.07	2.21	12.60	23.20	8.03	4.78
V	133.90	11.65	123.92	6.25	155.36	278.16	16.85	12.83
Cr	40.36	14.73	78.58	0.00	0.00	26.31	14.40	11.27
Co	23.08	49.40	53.54	8.66	20.69	30.28	17.43	14.49
Ni	15.39	0.00	27.68	0.00	3.20	15.16	2.36	1.13
Cu	40.43	5.13	13.28	7.69	14.29	49.83	14.68	9.42
Zn	35.93	5.45	36.49	0.17	120.05	133.09	41.68	33.01
Ga	21.65	19.77	26.84	20.05	23.15	21.04	24.27	23.86
Y	38.18	28.16	44.80	14.09	40.72	47.55	11.81	15.31
Nb	24.06	24.68	22.40	192.54	155.32	93.65	93.68	141.81
Zr	205.00	138.00	125.00	410.00	428.00	214.00	755.00	539.00
Ta	1.99	12.30	6.75	24.12	19.92	5.30	6.00	8.20
Hf	5.26	3.54	3.21	10.51	10.97	5.49	19.36	13.82
Pb	5.09	15.50	5.60	16.03	18.60	2.51	1.27	17.27
U	9.35	9.50	4.99	1.48	4.66	0.71	1.25	1.72
Th	26.27	21.24	19.98	5.24	10.42	2.70	8.58	6.73
REE (ppm)								
La	70.01	17.98	31.19	23.67	48.09	153.59	39.91	56.04
Ce	119.78	34.35	63.92	53.37	91.20	247.72	75.56	96.05
Pr	12.91	4.25	7.65	5.12	10.45	27.47	6.28	9.91
Nd	41.87	14.40	26.90	17.17	38.09	94.81	19.40	29.69
Sm	8.73	3.47	5.56	3.14	7.74	17.64	3.56	5.38
Eu	1.25	0.27	1.10	0.51	2.27	3.75	0.46	0.53
Gd	10.35	4.36	6.86	4.00	9.52	18.87	3.70	5.64
Tb	1.46	0.74	1.15	0.51	1.37	2.24	0.52	0.73
Dy	8.02	4.84	7.23	2.91	7.77	11.16	3.08	4.40
Ho	1.61	0.99	1.55	0.57	1.56	2.05	0.62	0.86
Er	4.42	3.15	4.91	1.71	4.70	5.29	1.70	2.13
Tm	0.69	0.52	0.77	0.25	0.71	0.76	0.28	0.33
Yb	4.31	3.49	5.29	1.65	4.62	4.61	1.63	2.06
Lu	0.59	0.51	0.80	0.25	0.64	0.60	0.23	0.31
Σ REE	286.00	93.32	164.88	114.83	228.73	590.56	156.93	214.06
(La/Lu) _N	12.23	3.62	4.04	9.64	7.80	26.38	17.88	18.63
Eu/Eu*	0.40	0.21	0.55	0.44	0.81	0.63	0.39	0.30

Apéndice IIc: Otras litologías.

Sigla	A-64 Sk	C-36 Sk	C-95 Sk	MS-1 Ms	MS-2 Ms	RB-1 Mb
Mayores (%)						
SiO ₂	69.75	45.40	38.71	64.50	66.41	46.80
TiO ₂	0.38	2.33	0.42	0.99	1.03	2.17
Al ₂ O ₃	15.45	14.90	7.88	18.60	16.36	15.60
Fe ₂ O ₃ *	3.11	18.60	29.00	6.54	5.72	12.60
MnO	0.03	0.30	0.30	0.10	0.06	0.25
MgO	1.25	5.13	4.27	1.14	1.37	6.03
CaO	3.75	9.10	17.14	0.39	0.60	10.70
Na ₂ O	3.12	3.60	0.44	1.21	1.23	3.27
K ₂ O	2.51	0.07	0.13	2.31	3.25	0.28
P ₂ O ₅	0.19	0.57	0.10	0.13	0.11	0.17
LOI	1.22	0.10	0.00	3.54	2.44	1.47
Total	100.76	100.10	98.39	99.45	98.58	99.34
Trazas (ppm)						
Li	40.47	142.00	33.02	101.00	67.16	•
Rb	156.13	9.00	2.80	114.00	162.72	1.00
Cs	9.04	0.50	0.04	6.00	12.04	•
Be	0.89	7.00	1.85	5.00	2.88	•
Sr	150.68	110.00	136.61	149.00	219.92	390.00
Ba	128.25	38.00	0.00	532.00	373.86	46.00
Sc	8.28	20.00	6.81	15.40	16.10	31.30
V	34.73	246.00	75.05	142.00	131.47	230.00
Cr	73.41	110.00	46.09	228.00	100.42	278.00
Co	33.97	43.00	35.78	9.00	46.12	33.00
Ni	59.59	34.00	24.39	25.00	21.41	44.00
Cu	3.61	12.70	4.31	19.60	18.66	•
Zn	20.99	193.00	29.27	26.80	67.49	•
Ga	19.13	20.00	9.07	28.10	20.89	•
Y	16.74	42.00	11.48	51.00	28.81	22.00
Nb	17.53	42.00	13.33	29.00	16.10	17.00
Zr	101.00	345.00	5.71	281.00	257.00	145.00
Ta	5.72	3.20	2.30	1.00	3.27	1.00
Hf	2.59	8.00	0.15	7.80	6.59	3.00
Pb	30.22	2.00	2.07	10.00	18.62	•
U	8.00	2.90	1.99	3.20	3.89	•
Th	8.54	5.70	8.06	14.00	14.63	0.60
REE (ppm)						
La	15.62	33.60	11.98	33.20	33.53	9.00
Ce	35.94	70.20	24.50	61.60	75.95	19.30
Pr	3.93	8.70	3.05	8.60	8.26	3.00
Nd	14.50	37.50	11.47	36.00	30.46	15.20
Sm	3.28	10.20	2.50	6.30	6.14	4.00
Eu	0.55	2.91	0.34	1.60	1.34	1.59
Gd	3.82	10.30	2.63	4.80	7.45	4.00
Tb	0.59	1.60	0.33	1.10	1.01	0.70
Dy	3.36	9.80	1.70	6.40	5.42	5.00
Ho	0.59	1.68	0.38	1.23	1.08	1.03
Er	1.63	4.40	1.22	3.20	3.18	2.00
Tm	0.24	0.60	0.18	0.40	0.45	0.30
Yb	1.53	3.30	1.21	3.00	3.01	2.00
Lu	0.22	0.45	0.19	0.31	0.45	0.29
Σ REE	85.78	195.24	61.68	167.74	177.71	67.41
(La/Lu) _N	7.42	7.69	6.60	11.04	7.69	3.20
Eu/Eu*	0.47	0.87	0.41	0.89	0.61	2.92

Apéndice IId: Ortogneises del tipo 1.

	A-4	A-18	A-30	A-42	A-48	A-49
Qtz	47.68	40.19	37.21	41.69	40.77	42.51
Or	14.70	29.18	28.36	7.56	23.70	23.19
Ab	27.26	22.19	16.99	43.95	28.00	24.79
An	0.99	1.78	4.27	0.95	0.71	0.64
Crn	5.83	3.38	5.38	3.81	3.94	4.58
Zrn	0.02	0.02	0.04	0.01	0.02	0.01
Ne	-	-	-	-	-	-
Di	-	-	-	-	-	-
Hy	1.32	1.28	3.40	0.58	1.12	1.95
Ol	-	-	-	-	-	-
Mag	1.46	1.27	2.87	0.82	1.04	1.46
Hem	-	-	-	-	-	-
Ilm	0.36	0.36	1.10	0.25	0.37	0.53
Ap	0.45	0.41	0.47	0.41	0.40	0.42
Spd	0.01	0.10	0.17	0.01	0.03	0.03

	A-51	A-52	A-59	A-60	A-63	A-75
Qtz	22.08	47.55	37.30	43.09	37.53	43.54
Or	8.48	13.65	34.79	27.86	25.05	22.51
Ab	53.15	28.80	16.50	21.09	20.65	26.11
An	6.25	1.18	3.20	0.96	5.71	1.10
Crn	4.42	5.81	3.71	4.02	4.58	3.97
Zrn	0.06	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01
Ne	-	-	-	-	-	-
Di	-	-	-	-	-	-
Hy	1.66	1.07	1.77	1.17	3.09	1.04
Ol	-	-	-	-	-	-
Mag	1.20	1.30	1.68	1.25	2.25	1.01
Hem	0.62	-	-	-	-	-
Ilm	1.99	0.32	0.70	0.27	0.79	0.27
Ap	0.14	0.33	0.42	0.34	0.36	0.50
Spd	0.02	0.01	0.04	0.09	0.24	0.07

Apéndice IId: Ortogneises del tipo 1.

	A-76	A-78	A-81	A-82	A-88	A-93
Qtz	49.57	41.96	43.54	42.32	48.20	45.77
Or	22.42	29.74	28.57	28.47	23.85	13.43
Ab	8.05	15.04	16.21	22.56	15.12	33.19
An	5.24	6.37	2.45	0.62	1.81	0.68
Crn	6.96	2.93	4.81	3.40	5.86	4.41
Zrn	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
Ne	-	-	-	-	-	-
Di	-	-	-	-	-	-
Hy	3.20	1.61	1.76	0.78	2.03	0.86
Ol	-	-	-	-	-	-
Mag	3.23	1.66	1.72	1.08	2.25	1.07
Hem	-	-	-	-	-	-
Ilm	1.08	0.41	0.62	0.27	0.54	0.23
Ap	0.30	0.34	0.37	0.53	0.37	0.40
Spd	0.07	0.06	0.06	0.14	0.13	0.02

	B-44	B-45	B-46	C-1	C-3	C-7
Qtz	32.53	40.04	33.95	38.72	39.94	40.32
Or	24.85	27.63	22.78	35.09	28.03	30.63
Ab	36.98	23.80	37.13	16.89	20.03	20.15
An	0.55	0.55	0.78	2.29	3.45	1.43
Crn	2.23	4.17	2.59	3.52	4.47	3.94
Zrn	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Ne	-	-	-	-	-	-
Di	-	-	-	-	-	-
Hy	1.08	1.53	1.04	1.13	1.44	1.19
Ol	-	-	-	-	-	-
Mag	0.82	1.40	0.78	1.43	1.66	1.48
Hem	-	-	-	-	-	-
Ilm	0.29	0.37	0.34	0.49	0.49	0.36
Ap	0.67	0.51	0.61	0.45	0.50	0.40
Spd	0.36	0.26	0.23	0.25	0.16	0.66

Apéndice IId: Ortogneises del tipo 1.

	C-12	C-14	C-16	C-17	C-22	C-26
Qtz	38.17	42.31	43.54	42.29	39.54	40.52
Or	34.30	27.53	30.24	31.08	29.00	24.19
Ab	20.69	22.77	18.49	18.74	24.89	28.52
An	0.39	1.17	0.72	1.12	-	0.11
Crn	3.58	3.20	3.63	3.54	2.99	3.78
Zrn	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01
Ne	-	-	-	-	-	-
Di	-	-	-	-	-	-
Hy	0.83	1.02	1.00	1.00	1.20	0.57
Ol	-	-	-	-	-	-
Mag	1.11	1.15	1.39	1.40	1.19	0.90
Hem	-	-	-	-	-	-
Ilm	0.30	0.34	0.35	0.29	0.27	0.20
Ap	0.49	0.49	0.47	0.49	0.64	0.61
Spd	0.85	0.26	0.88	0.47	1.48	2.63

	C-28	C-52	C-54	C-94
Qtz	39.03	34.18	42.34	43.09
Or	27.86	24.43	23.18	11.36
Ab	22.18	32.60	28.12	38.65
An	1.72	3.04	0.64	0.70
Crn	3.75	1.42	3.20	4.01
Zrn	0.03	0.02	0.01	0.01
Ne	-	-	-	-
Di	-	-	-	-
Hy	2.06	1.68	0.84	0.68
Ol	-	-	-	-
Mag	2.00	1.83	0.95	0.71
Hem	-	-	-	-
Ilm	0.53	0.49	0.24	0.31
Ap	0.61	0.36	0.50	0.48
Spd	1.22	0.09	0.18	0.12

Apéndice IIe: Ortogneises del tipo 2.

	A-6	A-7	A-53	A-54	A-66	A-68
Qtz	22.13	21.62	26.09	8.06	39.26	39.57
Or	11.66	9.35	19.03	27.72	29.96	30.54
Ab	28.25	32.60	29.41	48.17	21.67	17.73
An	21.06	20.53	14.36	6.50	3.13	7.07
Crn	-	-	0.67	-	2.41	1.84
Zrn	0.04	0.05	0.03	0.13	0.04	0.03
Ne	-	-	-	-	-	-
Di	2.73	0.51	-	2.35	-	-
Hy	6.31	6.83	4.31	2.06	1.57	1.33
Ol	-	-	-	-	-	-
Mag	4.77	4.94	3.45	3.48	1.32	1.38
Hem	-	-	-	-	-	-
Ilm	2.56	3.01	2.02	1.24	0.55	0.43
Ap	0.55	0.66	0.67	0.44	0.14	0.22
Spd	0.08	0.09	0.23	0.12	0.14	0.03

	A-71	A-86	A-90	A-92	B-51	B-52
Qtz	24.40	18.38	9.49	19.14	34.79	46.79
Or	19.99	16.61	14.22	11.00	31.51	14.38
Ab	31.13	27.13	30.30	39.44	27.33	10.96
An	11.98	17.20	24.60	13.64	1.90	2.69
Crn	-	0.28	-	-	1.67	13.96
Zrn	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03
Ne	-	-	-	-	-	-
Di	3.57	-	7.97	4.73	-	-
Hy	3.58	10.74	5.58	4.88	1.10	4.74
Ol	-	-	-	-	-	-
Mag	3.32	5.78	4.76	4.26	1.14	4.86
Hem	-	-	-	-	-	-
Ilm	1.67	3.21	2.54	2.36	0.44	1.42
Ap	0.43	0.71	0.60	0.58	0.17	0.23
Spd	0.07	0.15	0.11	0.07	0.11	0.13

Apéndice IIe: Ortogneises del tipo 2.

	C-49	C-50	C-51	C-57	C-58
Qtz	0.54	-	-	0.73	0.01
Or	31.70	35.70	17.02	18.24	28.65
Ab	51.27	24.97	20.34	62.97	56.03
An	9.06	16.17	21.74	9.97	7.93
Crn	0.06	1.05	-	0.22	-
Zrn	0.08	0.09	0.04	0.16	0.11
Ne	-	-	4.94	-	-
Di	-	-	11.82	-	1.00
Hy	2.63	4.29	-	3.26	2.03
Ol	-	3.45	5.07	-	-
Mag	3.54	7.77	7.05	3.35	3.25
Hem	-	-	1.22	-	-
Ilm	0.94	4.80	7.21	0.94	0.85
Ap	0.27	1.86	3.81	0.29	0.27
Spd	0.04	0.17	0.10	0.04	0.05

APÉNDICE III

Análisis químicos de fases minerales.

Apéndice III

Los análisis químicos de fases minerales se han realizado en el Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada, con una microsonda electrónica automática CAMECA SX50 equipada con 4 espectrómetros de dispersión de longitud de onda. Como patrones se han usado óxidos sintéticos (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Cr_2O_3 , MgO , MnTiO_3) y silicatos (albita, ortosa, wollastonita). La reducción de los datos y las correcciones de fluorescencia, número atómico y absorción se realizan en línea mediante el programa PAP proporcionado por el fabricante. El tiempo de contaje es de aproximadamente 30 segundos, y las condiciones analíticas más comúnmente utilizadas han sido 20 kV de voltaje de aceleración y 20 nA de corriente de sonda, con un diámetro de sonda de 5 a 8 μ .

Se han incluido en este anexo los siguientes minerales:

- **Anfíbol:** Análisis normalizados a 23 oxígenos, usando el método descrito por Spear y Kimball (1984) para la estimación del Fe^{3+} .
- **Biotita:** Análisis normalizados a 11 oxígenos, considerando todo el Fe como Fe^{2+} .
- **Cloritoide:** Análisis normalizados a 12 oxígenos, considerando todo el Fe como Fe^{2+} .
- **Epidota:** Análisis normalizados a 12.5 oxígenos, considerando todo el Fe como Fe^{3+} , y todo el Mn como Mn^{3+} .
- **Estaurolita:** Análisis normalizados a 46 oxígenos, considerando todo el Fe como Fe^{2+} .
- **Feldespatos:** Análisis normalizados a 8 oxígenos, considerando todo el Fe como Fe^{2+} .
- **Granate:** Análisis normalizados a 12 oxígenos, usando el método descrito por Droop (1987) para la estimación del Fe^{3+} .
- **Moscovita:** Análisis normalizados a 11 oxígenos, considerando todo el Fe como Fe^{2+} .
- **Piroxeno:** Análisis normalizados a 6 oxígenos, usando el método descrito por Droop (1987) para la estimación del Fe^{3+} .
- **Titanita:** Análisis normalizados a 3 cationes, considerando todo el Fe como Fe^{3+} .
- **Turmalina:** Análisis normalizados a 24.5 oxígenos, considerando todo el Fe como Fe^{2+} .

Apéndice III: Anfíboles.

Sigla/#	A-31/71	A-31/75	A-31/76	A-64/27	A-64/28	A-64/29	A-64/30	A-64/31	A-64/34	A-64/37	A-90/34	A-90/37	A-90/40
SiO ₂	38.22	38.49	36.44	54.04	55.49	55.29	56.19	56.03	54.30	56.89	56.62	56.08	56.04
TiO ₂	0.35	0.18	0.24	0.02	0.03	0.03	0.03	0.01	0.02	0.04	0.02	0.01	0.03
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.09	0.07	0.09	0.33	0.04	0.07	0.26	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	13.11	13.69	15.44	1.30	2.16	2.86	1.58	1.88	2.60	1.01	0.33	0.90	0.54
Fe ₂ O ₃	2.18	2.61	3.14	0.48	0.57	0.46	0.92	0.45	0.00	0.01	0.00	0.08	0.00
FeO	23.12	21.63	22.30	5.69	7.52	8.11	5.43	6.72	7.60	5.13	12.20	11.70	12.40
MnO	0.16	0.15	0.17	0.05	0.12	0.11	0.07	0.11	0.11	0.06	0.35	0.39	0.42
MgO	3.23	3.85	2.59	19.47	18.77	18.26	20.07	19.25	18.56	20.67	16.52	16.70	16.06
CaO	10.62	10.50	10.80	12.45	12.75	12.68	12.31	12.56	13.10	12.68	12.92	12.69	12.88
Na ₂ O	1.55	1.83	1.33	0.44	0.49	0.63	0.69	0.53	0.42	0.61	0.05	0.13	0.04
K ₂ O	3.06	2.97	3.14	0.18	0.14	0.17	0.20	0.16	0.18	0.15	0.00	0.02	0.03
Total	95.61	95.89	95.59	94.21	98.11	98.69	97.82	97.74	96.96	97.51	99.01	98.70	98.44

Si	6.202	6.179	5.918	7.829	7.775	7.721	7.826	7.837	7.711	7.913	7.995	7.932	7.976
Ti	0.043	0.021	0.029	0.002	0.003	0.004	0.003	0.002	0.002	0.004	0.002	0.001	0.003
Cr	0.001	0.000	0.000	0.010	0.008	0.010	0.036	0.005	0.007	0.029	0.000	0.000	0.000
Al	2.508	2.591	2.956	0.222	0.356	0.471	0.259	0.310	0.435	0.165	0.054	0.151	0.090
Fe ³⁺	0.267	0.316	0.384	0.052	0.061	0.048	0.097	0.048	0.000	0.001	0.000	0.009	0.000
Fe ²⁺	3.137	2.905	3.029	0.689	0.882	0.947	0.632	0.787	0.902	0.597	1.441	1.384	1.475
Mn	0.022	0.020	0.023	0.006	0.014	0.013	0.008	0.013	0.014	0.007	0.041	0.046	0.051
Mg	0.781	0.921	0.627	4.204	3.919	3.801	4.166	4.014	3.928	4.285	3.478	3.522	3.407
Ca	1.846	1.806	1.879	1.933	1.914	1.897	1.837	1.881	1.993	1.889	1.955	1.923	1.964
Na	0.488	0.567	0.419	0.125	0.133	0.172	0.186	0.144	0.115	0.165	0.013	0.035	0.012
K	0.636	0.608	0.651	0.033	0.025	0.029	0.036	0.028	0.032	0.027	0.001	0.004	0.005
Σ cat.	15.931	15.934	15.915	15.105	15.089	15.112	15.086	15.067	15.140	15.082	14.982	15.007	14.984

#mg	0.199	0.241	0.171	0.859	0.816	0.801	0.868	0.836	0.813	0.878	0.707	0.718	0.698
Al(IV)	1.798	1.821	2.082	0.171	0.225	0.279	0.174	0.163	0.289	0.087	0.005	0.068	0.024
Na(M4)	0.193	0.241	0.155	0.052	0.069	0.089	0.136	0.105	0.008	0.110	0.014	0.032	0.017

Apéndice III: Anfíboles.

Sigla/#	A-90/41	A-90/42	C-34/21	C-34/25	C-34/29	C-34/35	C-34/40	C-36/3	C-36/4	C-36/8	C-36/9	C-36/44	C-36/47
SiO ₂	55.99	56.19	45.38	43.60	46.78	46.54	44.56	45.06	48.09	45.63	44.51	47.19	47.72
TiO ₂	0.01	0.00	0.36	0.43	0.43	0.43	0.39	0.56	0.75	0.44	0.52	0.66	0.34
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.70	0.73	11.48	11.48	12.70	12.62	11.91	12.97	11.28	11.89	13.36	11.66	10.85
Fe ₂ O ₃	0.15	0.00	2.70	2.00	2.85	3.16	1.82	1.61	1.86	1.56	1.39	2.69	3.34
FeO	12.68	12.50	17.55	16.81	15.36	15.31	17.20	15.69	15.11	16.29	16.51	14.51	13.55
MnO	0.39	0.44	0.12	0.09	0.05	0.10	0.13	0.11	0.08	0.12	0.06	0.07	0.03
MgO	16.10	16.01	7.63	8.35	7.93	8.10	7.92	8.90	9.34	8.62	8.34	8.76	9.86
CaO	12.98	12.85	8.34	9.73	6.55	6.93	8.87	8.90	7.41	8.74	9.10	6.70	7.21
Na ₂ O	0.06	0.10	3.45	2.64	4.39	4.15	3.33	3.81	4.43	3.79	3.86	4.26	3.88
K ₂ O	0.02	0.02	0.75	0.98	0.63	0.61	0.97	0.75	0.45	0.48	0.59	0.53	0.53
Total	99.08	98.84	97.76	96.11	97.67	97.95	97.10	98.36	98.80	97.56	98.24	97.03	97.31

Si	7.934	7.966	6.796	6.659	6.886	6.843	6.722	6.649	6.979	6.788	6.599	6.961	7.001
Ti	0.001	0.000	0.041	0.050	0.048	0.047	0.044	0.062	0.081	0.049	0.058	0.074	0.037
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.117	0.123	2.027	2.067	2.204	2.188	2.118	2.255	1.929	2.084	2.335	2.028	1.876
Fe ³⁺	0.016	0.000	0.305	0.229	0.316	0.349	0.207	0.179	0.203	0.175	0.155	0.299	0.369
Fe ²⁺	1.503	1.482	2.199	2.147	1.891	1.883	2.170	1.936	1.834	2.027	2.047	1.789	1.662
Mn	0.047	0.052	0.015	0.011	0.007	0.013	0.017	0.014	0.009	0.016	0.008	0.009	0.003
Mg	3.400	3.382	1.704	1.901	1.739	1.775	1.782	1.957	2.021	1.911	1.842	1.925	2.157
Ca	1.971	1.952	1.338	1.591	1.033	1.092	1.433	1.407	1.152	1.393	1.445	1.058	1.134
Na	0.017	0.028	1.003	0.783	1.251	1.184	0.974	1.089	1.245	1.093	1.109	1.219	1.105
K	0.004	0.004	0.144	0.192	0.118	0.115	0.187	0.140	0.084	0.091	0.111	0.100	0.099
Σ cat.	15.009	14.989	15.570	15.631	15.492	15.491	15.653	15.687	15.538	15.625	15.708	15.461	15.442

#mg	0.694	0.695	0.437	0.470	0.479	0.485	0.451	0.503	0.524	0.485	0.474	0.518	0.565
Al(IV)	0.066	0.035	1.204	1.341	1.114	1.157	1.278	1.351	1.021	1.212	1.401	1.039	0.999
Na(M4)	0.012	0.032	0.576	0.344	0.878	0.809	0.508	0.542	0.791	0.558	0.512	0.857	0.762

Apéndice III: Anfíboles.

Sigla/#	C-36/49	C-36/51	C-36/54	C-36/58	C-36/109	C-36/110	C-36/113	C-36/115	C-36/118	C-36/122	C-36/126	C-36/128	C-36/130
SiO ₂	41.31	43.08	47.19	46.41	54.81	47.92	53.32	46.98	48.39	50.34	49.09	49.79	46.83
TiO ₂	0.17	0.43	0.47	0.54	0.12	0.29	0.12	0.17	0.28	0.20	0.23	0.19	0.18
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	15.04	13.90	12.27	12.71	12.36	13.67	12.39	12.50	12.89	9.28	9.27	9.18	11.93
Fe ₂ O ₃	2.59	1.65	1.98	1.89	0.98	3.40	2.22	4.15	4.18	4.38	4.01	5.18	4.37
FeO	18.07	16.67	15.03	14.34	11.38	12.27	11.36	12.77	11.81	10.92	11.54	10.81	11.91
MnO	0.12	0.10	0.08	0.11	0.06	0.07	0.03	0.05	0.10	0.09	0.11	0.11	0.10
MgO	6.85	8.02	8.60	8.90	9.23	9.06	9.06	9.51	9.75	11.59	11.74	11.78	10.08
CaO	9.76	9.22	6.82	7.07	1.76	5.84	2.43	6.70	6.04	6.68	7.69	7.08	6.75
Na ₂ O	3.70	3.87	4.68	4.66	6.04	4.74	5.81	4.41	4.57	3.78	3.63	3.46	4.30
K ₂ O	0.43	0.72	0.49	0.50	0.11	0.18	0.16	0.11	0.14	0.14	0.12	0.13	0.11
Total	98.04	97.66	97.61	97.13	96.85	97.44	96.90	97.35	98.15	97.40	97.43	97.71	96.56

Si	6.247	6.463	6.929	6.842	7.692	6.928	7.543	6.864	6.948	7.249	7.123	7.173	6.883
Ti	0.019	0.048	0.052	0.060	0.013	0.032	0.013	0.018	0.030	0.022	0.025	0.020	0.020
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	2.680	2.457	2.124	2.208	2.044	2.329	2.065	2.152	2.182	1.575	1.586	1.559	2.066
Fe ³⁺	0.295	0.187	0.219	0.209	0.103	0.370	0.236	0.456	0.452	0.475	0.438	0.561	0.483
Fe ²⁺	2.285	2.091	1.846	1.769	1.336	1.484	1.344	1.561	1.418	1.315	1.400	1.303	1.464
Mn	0.015	0.013	0.010	0.014	0.007	0.009	0.004	0.007	0.013	0.011	0.014	0.014	0.013
Mg	1.543	1.794	1.882	1.957	1.932	1.952	1.911	2.071	2.086	2.488	2.539	2.529	2.208
Ca	1.581	1.482	1.073	1.117	0.265	0.904	0.368	1.049	0.930	1.030	1.195	1.094	1.063
Na	1.084	1.127	1.333	1.331	1.643	1.329	1.594	1.250	1.271	1.055	1.022	0.967	1.225
K	0.082	0.138	0.091	0.094	0.020	0.034	0.028	0.020	0.026	0.026	0.022	0.024	0.021
Σ cat.	15.830	15.799	15.559	15.601	15.053	15.372	15.105	15.448	15.354	15.245	15.362	15.242	15.445

#mg	0.403	0.462	0.505	0.525	0.591	0.568	0.587	0.570	0.595	0.654	0.645	0.660	0.601
Al(IV)	1.753	1.537	1.071	1.158	0.308	1.072	0.457	1.136	1.053	0.751	0.877	0.827	1.117
Na(M4)	0.336	0.465	0.865	0.824	1.610	0.991	1.517	0.822	0.943	0.836	0.681	0.748	0.801

Apéndice III: Anfíboles.

Sigla/#	C-36/132	C-36/134	C-36/136	C-36/138	C-36/139	C-51/51	C-51/52	C-51/53	C-51/54	C-51/59	C-51/60	C-51/63	C-51/66
SiO ₂	48.00	50.15	48.07	49.57	46.40	43.66	46.23	43.64	45.20	45.16	45.39	44.55	44.92
TiO ₂	0.18	0.19	0.28	0.22	0.27	0.51	0.37	0.62	0.42	0.42	0.52	0.44	0.47
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	11.67	8.67	11.81	9.75	11.75	14.08	12.95	13.75	12.58	12.98	12.82	13.73	13.49
Fe ₂ O ₃	4.29	4.08	2.05	3.96	4.84	2.98	3.02	2.58	3.04	2.53	2.50	2.66	2.95
FeO	11.66	10.97	13.53	11.37	12.25	12.96	12.20	13.67	12.92	13.50	13.49	13.19	13.05
MnO	0.08	0.10	0.08	0.05	0.10	0.20	0.20	0.25	0.21	0.21	0.22	0.15	0.18
MgO	10.34	12.23	9.93	11.34	10.28	9.73	10.35	9.59	10.42	10.09	9.96	9.82	9.90
CaO	6.64	7.46	7.37	6.90	7.36	9.03	8.09	9.16	8.89	8.97	8.83	8.66	8.62
Na ₂ O	4.20	3.62	4.53	3.92	4.02	3.45	3.89	3.59	3.59	3.74	3.60	3.89	3.75
K ₂ O	0.12	0.10	0.15	0.13	0.12	0.61	0.39	0.62	0.54	0.54	0.55	0.54	0.49
Total	97.18	97.57	97.80	97.21	97.39	97.21	97.69	97.47	97.81	98.14	97.88	97.63	97.82
Si	6.978	7.228	6.983	7.175	6.799	6.468	6.738	6.473	6.641	6.623	6.664	6.558	6.592
Ti	0.020	0.021	0.031	0.024	0.030	0.057	0.041	0.069	0.046	0.046	0.058	0.049	0.052
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.999	1.473	2.021	1.663	2.029	2.459	2.224	2.404	2.178	2.244	2.218	2.383	2.333
Fe ³⁺	0.469	0.442	0.224	0.431	0.534	0.332	0.331	0.288	0.336	0.279	0.276	0.295	0.326
Fe ²⁺	1.418	1.322	1.644	1.376	1.501	1.605	1.487	1.696	1.587	1.656	1.656	1.624	1.602
Mn	0.010	0.012	0.010	0.007	0.013	0.026	0.025	0.032	0.026	0.026	0.028	0.019	0.022
Mg	2.239	2.627	2.150	2.447	2.245	2.147	2.248	2.120	2.281	2.205	2.179	2.156	2.166
Ca	1.034	1.152	1.147	1.070	1.156	1.433	1.264	1.456	1.400	1.409	1.389	1.366	1.356
Na	1.182	1.013	1.277	1.100	1.143	0.990	1.099	1.031	1.022	1.063	1.024	1.109	1.066
K	0.022	0.019	0.028	0.024	0.022	0.116	0.073	0.117	0.102	0.101	0.104	0.101	0.093
Σ cat.	15.370	15.310	15.516	15.316	15.472	15.633	15.529	15.686	15.618	15.652	15.595	15.659	15.606
#mg	0.612	0.665	0.567	0.640	0.599	0.572	0.602	0.556	0.590	0.571	0.568	0.570	0.575
Al(IV)	1.022	0.772	1.017	0.825	1.201	1.532	1.262	1.527	1.360	1.377	1.336	1.442	1.409
Na(M4)	0.834	0.723	0.789	0.808	0.693	0.473	0.642	0.462	0.505	0.512	0.533	0.551	0.552

Apéndice III: Anfíboles.

Sigla/#	C-51/68	C-51/70	C-63/68	C-90/119	C-90/120	C-90/128	C-90/132	C-90/136	C-90/139	C-90/143	C-90/144
SiO ₂	45.70	43.93	54.55	50.95	50.67	49.49	50.71	50.07	49.90	50.66	49.69
TiO ₂	0.46	0.49	0.05	0.05	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.09
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	12.87	14.13	2.17	1.63	2.62	3.25	2.30	2.59	2.75	2.45	3.23
Fe ₂ O ₃	2.85	2.64	0.90	2.34	2.67	3.04	2.45	2.32	2.90	2.50	3.14
FeO	12.90	12.90	10.23	20.20	18.21	20.43	18.97	20.08	20.47	18.68	18.01
MnO	0.23	0.22	0.38	0.39	0.00	0.03	0.01	0.07	0.12	0.06	0.06
MgO	10.12	10.02	17.05	9.23	10.54	8.75	10.44	9.75	8.86	10.50	10.51
CaO	8.48	9.14	12.80	12.34	11.71	11.06	11.32	11.45	11.54	11.81	11.64
Na ₂ O	3.79	3.68	0.50	0.31	0.70	0.92	0.72	0.77	0.70	0.63	0.85
K ₂ O	0.40	0.58	0.19	0.00	0.12	0.19	0.09	0.17	0.06	0.11	0.15
Total	97.80	97.73	98.83	97.47	97.30	97.27	97.06	97.32	97.38	97.47	97.38

Si	6.690	6.469	7.714	7.708	7.601	7.522	7.640	7.581	7.572	7.605	7.472
Ti	0.050	0.055	0.005	0.006	0.007	0.007	0.006	0.006	0.006	0.006	0.010
Cr	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.005	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
Al	2.220	2.452	0.363	0.293	0.463	0.582	0.409	0.462	0.492	0.434	0.574
Fe ³⁺	0.313	0.293	0.096	0.267	0.302	0.348	0.278	0.265	0.332	0.283	0.356
Fe ²⁺	1.579	1.589	1.210	2.556	2.285	2.596	2.391	2.542	2.598	2.345	2.265
Mn	0.029	0.027	0.045	0.050	0.000	0.004	0.001	0.009	0.015	0.008	0.008
Mg	2.207	2.199	3.593	2.081	2.356	1.982	2.344	2.200	2.006	2.349	2.355
Ca	1.330	1.442	1.939	2.000	1.882	1.803	1.828	1.856	1.876	1.900	1.875
Na	1.075	1.051	0.137	0.091	0.204	0.271	0.210	0.226	0.206	0.183	0.248
K	0.074	0.109	0.034	0.000	0.023	0.037	0.017	0.033	0.012	0.021	0.029
Σ cat.	15.568	15.684	15.137	15.054	15.123	15.157	15.124	15.180	15.117	15.134	15.192

#mg	0.583	0.581	0.748	0.449	0.508	0.433	0.495	0.464	0.436	0.500	0.510
Al(IV)	1.310	1.531	0.286	0.292	0.399	0.478	0.360	0.419	0.428	0.395	0.528
Na(M4)	0.582	0.475	0.034	0.037	0.104	0.151	0.103	0.079	0.101	0.070	0.085

Apéndice III: Biotitas.

Sigla/#	A-30/2	A-30/3	A-30/5	A-30/33	A-30/50	A-30/59	A-30/69	A-30/109	A-30/112	A-30/113	A-30/116	A-30/126	A-31/69
SiO ₂	37.46	36.16	37.62	35.78	35.91	36.09	39.28	36.07	36.72	36.61	36.98	34.55	39.59
TiO ₂	1.94	1.74	1.96	1.71	1.67	1.50	1.38	2.02	2.21	2.10	2.19	1.13	1.43
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	15.58	16.36	15.08	16.97	16.38	16.19	20.46	15.79	14.65	14.62	14.33	17.19	22.72
FeO	25.81	24.93	25.34	26.15	25.79	25.87	18.39	25.89	26.58	26.23	26.53	24.61	17.78
MnO	0.20	0.17	0.21	0.23	0.19	0.21	0.12	0.12	0.12	0.16	0.15	0.12	0.14
MgO	6.26	6.16	6.36	5.71	5.56	6.30	4.56	6.40	6.58	6.33	6.33	6.67	4.11
CaO	0.02	0.09	0.04	0.03	0.01	0.04	0.05	0.06	0.01	0.05	0.02	0.04	0.01
Na ₂ O	0.04	0.02	0.06	0.03	0.02	0.02	0.08	0.08	0.08	0.03	0.04	0.07	0.16
K ₂ O	8.97	8.56	8.82	8.87	8.99	8.71	9.28	8.54	8.65	8.25	8.51	8.79	9.65
Total	96.27	94.19	95.48	95.47	94.52	94.93	93.60	94.96	95.59	94.38	95.07	93.17	95.59
Si	2.897	2.849	2.926	2.803	2.840	2.838	2.977	2.835	2.877	2.896	2.909	2.764	2.924
Al(IV)	1.103	1.151	1.074	1.197	1.160	1.162	1.023	1.165	1.123	1.104	1.091	1.236	1.076
Al(VI)	0.317	0.368	0.309	0.370	0.367	0.338	0.805	0.297	0.229	0.259	0.238	0.384	0.902
Ti	0.113	0.103	0.114	0.101	0.100	0.089	0.079	0.119	0.130	0.125	0.129	0.068	0.079
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	1.669	1.643	1.648	1.713	1.706	1.702	1.165	1.702	1.741	1.735	1.745	1.646	1.098
Mn	0.013	0.011	0.014	0.016	0.013	0.014	0.008	0.008	0.008	0.010	0.010	0.008	0.009
Mg	0.721	0.723	0.738	0.666	0.656	0.738	0.515	0.750	0.769	0.747	0.743	0.795	0.453
Σ VI	2.833	2.848	2.823	2.865	2.841	2.881	2.571	2.876	2.878	2.876	2.866	2.901	2.541
Ca	0.001	0.008	0.003	0.002	0.001	0.003	0.004	0.005	0.001	0.004	0.001	0.004	0.001
Na	0.006	0.003	0.010	0.004	0.004	0.004	0.012	0.012	0.012	0.005	0.006	0.011	0.023
K	0.885	0.861	0.875	0.886	0.907	0.874	0.897	0.856	0.864	0.833	0.854	0.897	0.909
Σ XII	0.893	0.872	0.888	0.893	0.911	0.881	0.913	0.873	0.877	0.841	0.862	0.911	0.933
#mg	0.302	0.306	0.309	0.280	0.278	0.303	0.306	0.306	0.306	0.301	0.299	0.326	0.292

Apéndice III: Biotitas.

Sigla/#	A-31/114	A-31/116	A-54/1	A-54/5	A-54/19	A-54/20	A-54/21	A-54/32	A-54/33	A-54/37	A-54/38	A-54/45	A-54/49
SiO ₂	35.80	35.14	36.88	36.80	36.24	35.90	36.51	36.51	36.57	36.01	35.46	35.64	35.44
TiO ₂	1.97	2.25	1.29	1.51	0.90	0.89	0.79	1.34	1.34	1.47	1.26	1.28	0.92
Cr ₂ O ₃	0.11	0.10	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	16.43	16.92	14.99	15.84	16.63	16.36	16.56	15.75	16.04	15.90	16.31	15.54	17.04
FeO	24.58	24.12	26.82	24.63	25.53	26.24	26.22	25.71	25.86	25.50	25.88	26.76	26.83
MnO	0.19	0.22	0.29	0.31	0.28	0.22	0.25	0.23	0.24	0.25	0.27	0.27	0.29
MgO	6.48	6.38	6.46	6.54	6.75	6.47	6.43	6.29	6.37	6.23	6.23	6.17	5.59
CaO	0.02	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.05
Na ₂ O	0.02	0.04	0.03	0.07	0.09	0.03	0.10	0.04	0.06	0.04	0.07	0.03	0.06
K ₂ O	8.94	9.21	8.80	9.04	9.20	9.04	9.13	9.04	9.01	9.06	9.10	9.11	8.98
Total	94.54	94.38	95.60	94.75	95.64	95.14	95.99	94.95	95.52	94.45	94.60	94.80	95.19
Si	2.816	2.771	2.894	2.885	2.830	2.828	2.846	2.872	2.859	2.850	2.812	2.834	2.800
Al(IV)	1.184	1.229	1.106	1.115	1.170	1.172	1.154	1.128	1.141	1.150	1.188	1.166	1.200
Al(VI)	0.339	0.344	0.280	0.348	0.360	0.347	0.367	0.333	0.338	0.333	0.337	0.291	0.387
Ti	0.117	0.133	0.076	0.089	0.053	0.053	0.046	0.079	0.079	0.087	0.075	0.077	0.054
Cr	0.007	0.006	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000
Fe ²⁺	1.617	1.591	1.760	1.615	1.667	1.729	1.709	1.692	1.691	1.688	1.717	1.780	1.773
Mn	0.013	0.015	0.019	0.021	0.018	0.015	0.017	0.015	0.016	0.017	0.018	0.018	0.020
Mg	0.760	0.750	0.755	0.764	0.786	0.760	0.747	0.738	0.743	0.736	0.736	0.732	0.658
Σ VI	2.851	2.839	2.893	2.837	2.884	2.903	2.886	2.859	2.867	2.860	2.884	2.897	2.891
Ca	0.002	0.000	0.001	0.000	0.004	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.004
Na	0.003	0.006	0.005	0.011	0.013	0.004	0.015	0.007	0.008	0.006	0.010	0.004	0.008
K	0.897	0.927	0.881	0.904	0.916	0.909	0.907	0.907	0.898	0.915	0.921	0.924	0.905
Σ XII	0.902	0.933	0.886	0.915	0.933	0.912	0.922	0.915	0.908	0.921	0.931	0.928	0.918
#mg	0.320	0.320	0.300	0.321	0.320	0.305	0.304	0.304	0.305	0.304	0.300	0.291	0.271

Apéndice III: Biotitas.

Sigla/#	A-54/55	A-54/64	A-69/19	A-81/9	C-14/163	C-28/72	C-28/76	C-28/89	C-28/91	C-28/168	C-28/175	C-28/176	C-66/50
SiO ₂	36.87	35.72	36.20	34.68	33.15	39.14	38.87	39.16	38.92	40.60	40.70	39.89	34.05
TiO ₂	0.77	0.32	1.76	0.42	0.13	4.77	4.71	1.88	1.99	1.47	1.41	1.46	0.63
Cr ₂ O ₃	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	15.43	16.81	16.43	17.67	18.73	16.20	15.88	18.46	18.11	17.37	17.05	17.38	19.23
FeO	24.48	27.03	25.47	28.35	31.35	21.06	20.90	18.69	19.19	15.27	15.58	16.25	29.42
MnO	0.25	0.26	0.00	0.10	0.27	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.05	0.01	0.17
MgO	7.34	5.85	6.92	4.52	1.13	3.95	4.01	6.36	6.11	9.44	9.44	9.10	1.19
CaO	0.00	0.03	0.03	0.03	0.12	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
Na ₂ O	0.07	0.04	0.08	0.08	0.30	0.09	0.08	0.08	0.04	0.14	0.10	0.10	0.07
K ₂ O	9.07	9.06	8.27	8.49	8.66	9.22	9.06	9.40	9.29	9.70	9.53	9.67	8.71
Total	94.26	95.15	95.15	94.33	93.84	94.48	93.52	94.07	93.67	94.01	93.86	93.86	93.52
Si	2.904	2.826	2.822	2.779	2.728	2.998	3.007	2.971	2.973	3.032	3.046	3.003	2.769
Al(IV)	1.096	1.174	1.178	1.221	1.272	1.002	0.993	1.029	1.027	0.968	0.954	0.997	1.231
Al(VI)	0.337	0.393	0.332	0.448	0.544	0.460	0.454	0.621	0.604	0.561	0.550	0.545	0.613
Ti	0.045	0.019	0.103	0.025	0.008	0.275	0.274	0.107	0.114	0.083	0.079	0.083	0.039
Cr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	1.613	1.788	1.661	1.900	2.157	1.349	1.352	1.186	1.226	0.954	0.975	1.023	2.001
Mn	0.017	0.017	0.000	0.007	0.019	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.003	0.001	0.012
Mg	0.861	0.690	0.804	0.540	0.139	0.451	0.462	0.719	0.696	1.051	1.053	1.021	0.144
Σ VI	2.873	2.908	2.900	2.919	2.867	2.537	2.543	2.636	2.641	2.649	2.661	2.672	2.809
Ca	0.000	0.003	0.002	0.003	0.011	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004
Na	0.011	0.007	0.012	0.012	0.048	0.014	0.012	0.012	0.006	0.020	0.015	0.015	0.011
K	0.911	0.914	0.823	0.868	0.909	0.901	0.894	0.910	0.906	0.924	0.910	0.929	0.904
Σ XII	0.922	0.924	0.837	0.882	0.968	0.917	0.906	0.922	0.912	0.944	0.924	0.943	0.919
#mg	0.348	0.279	0.326	0.221	0.060	0.251	0.255	0.378	0.362	0.524	0.519	0.500	0.135

Apéndice III: Biotitas.

Sigla/#	C-75/37	C-75/43	C-75/44
SiO ₂	39.57	39.91	39.76
TiO ₂	1.90	2.28	2.26
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	14.39	14.55	14.70
FeO	19.70	18.89	19.84
MnO	0.21	0.19	0.18
MgO	9.36	9.15	9.00
CaO	0.00	0.00	0.01
Na ₂ O	0.05	0.06	0.09
K ₂ O	9.11	9.18	9.16
Total	94.29	94.20	94.98
Si	3.025	3.039	3.016
Al(IV)	0.975	0.961	0.984
Al(VI)	0.321	0.344	0.331
Ti	0.109	0.130	0.129
Cr	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	1.259	1.203	1.259
Mn	0.013	0.012	0.012
Mg	1.067	1.038	1.018
Σ VI	2.770	2.728	2.748
Ca	0.000	0.000	0.000
Na	0.008	0.008	0.013
K	0.888	0.892	0.886
Σ XII	0.896	0.900	0.899
#mg	0.459	0.463	0.447

Apéndice III: Cloritoides.

Sigla/#	A-55/4	A-55/5	A-55/6	A-55/7	A-55/8	C-53/4	C-53/5	C-53/6	C-53/7	C-53/11	C-53/14	C-53/22
SiO ₂	24.89	24.97	24.97	25.07	24.95	25.23	25.01	25.20	25.19	25.15	25.15	25.43
TiO ₂	0.04	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02	0.07	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	41.11	41.14	41.09	41.15	41.19	41.49	41.62	41.67	41.58	41.52	41.58	41.78
FeO	21.64	21.62	21.36	21.06	20.86	19.83	20.42	19.79	19.71	19.78	20.17	19.78
MnO	0.06	0.02	0.04	0.01	0.06	0.05	0.09	0.09	0.07	0.13	0.08	0.10
MgO	4.23	4.54	4.52	4.91	4.47	5.47	5.13	5.58	5.65	5.54	5.46	5.84
CaO	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Total	92.02	92.32	92.05	92.23	91.58	92.14	92.29	92.34	92.23	92.14	92.46	92.94
Si	2.031	2.031	2.034	2.035	2.038	2.040	2.022	2.030	2.031	2.031	2.027	2.034
Ti	0.003	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Cr	0.001	0.001	0.005	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	3.955	3.942	3.946	3.936	3.965	3.946	3.966	3.954	3.950	3.951	3.949	3.938
Fe ²⁺	1.477	1.470	1.455	1.429	1.425	1.338	1.381	1.333	1.329	1.336	1.359	1.323
Mn	0.004	0.002	0.003	0.001	0.004	0.003	0.006	0.006	0.005	0.009	0.006	0.007
Mg	0.515	0.551	0.549	0.593	0.544	0.658	0.618	0.670	0.679	0.667	0.656	0.696
Ca	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001
#mg	0.259	0.272	0.274	0.293	0.276	0.330	0.309	0.335	0.338	0.333	0.325	0.345

Apéndice III: Epidotas.

Sigla/#	A-31/110	A-54/2	A-54/3	A-54/6	A-54/15	A-54/39	A-54/40	A-54/56	A-54/57	A-64/1	A-64/3	A-64/12	A-64/17
SiO ₂	38.30	38.27	38.20	38.28	38.10	38.15	38.34	38.22	38.40	37.60	37.96	37.59	38.43
TiO ₂	0.07	0.18	0.13	0.16	0.12	0.11	0.12	0.06	0.12	0.09	0.07	0.09	0.06
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.03	0.00	0.09	0.03	0.00	0.02
Al ₂ O ₃	27.67	25.21	25.84	25.47	25.53	25.46	25.73	25.16	24.91	22.83	23.19	22.46	24.06
Fe ₂ O ₃	7.71	10.68	9.77	10.10	9.95	10.17	10.08	10.75	11.32	14.51	13.50	14.74	12.84
Mn ₂ O ₃	0.07	0.04	0.05	0.10	0.00	0.04	0.08	0.08	0.08	0.31	0.13	0.22	0.23
MgO	0.02	0.01	0.00	0.03	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
CaO	24.07	23.42	23.65	23.32	23.42	23.50	23.68	23.39	23.27	23.01	23.11	22.92	23.09
Na ₂ O	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
K ₂ O	0.04	0.01	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Total	97.95	97.82	97.68	97.48	97.14	97.51	98.05	97.69	98.11	98.47	98.03	98.03	98.75

Si	2.988	3.016	3.008	3.021	3.017	3.013	3.010	3.018	3.022	2.989	3.017	3.003	3.021
Ti	0.004	0.011	0.008	0.009	0.007	0.007	0.007	0.003	0.007	0.005	0.004	0.005	0.004
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.002	0.000	0.006	0.002	0.000	0.001
Al	2.544	2.342	2.398	2.369	2.382	2.370	2.381	2.341	2.310	2.139	2.173	2.114	2.229
Fe ³⁺	0.452	0.633	0.579	0.600	0.593	0.605	0.595	0.639	0.671	0.868	0.808	0.886	0.760
Mn ³⁺	0.004	0.002	0.003	0.006	0.000	0.003	0.005	0.005	0.005	0.019	0.008	0.014	0.014
Mg	0.002	0.002	0.000	0.004	0.001	0.003	0.000	0.000	0.001	0.003	0.001	0.001	0.001
Ca	2.012	1.977	1.995	1.972	1.987	1.988	1.992	1.978	1.962	1.960	1.969	1.961	1.944
Na	0.000	0.001	0.004	0.004	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.001
K	0.004	0.001	0.002	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001
Σ cat.	17.990	18.015	18.003	18.016	18.011	18.007	18.007	18.014	18.022	18.010	18.015	18.015	18.025

Ps	45.399	64.950	59.261	61.913	60.796	62.055	60.984	65.187	68.370	86.192	82.385	88.567	76.849
----	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------	--------

Apéndice III: Epidotas.

Sigla/#	C-51/57	C-63/52	C-63/61	C-63/66	C-63/78	C-90/130	C-95/83
SiO ₂	38.01	37.78	37.57	38.01	37.67	36.97	37.86
TiO ₂	0.12	0.07	0.20	0.06	0.04	0.03	0.01
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.06	0.02	0.00	0.02	0.00
Al ₂ O ₃	25.36	22.50	23.42	23.37	22.42	23.11	23.08
Fe ₂ O ₃	10.24	14.35	13.22	13.17	14.43	13.24	14.14
Mn ₂ O ₃	0.18	0.12	0.13	0.10	0.07	0.04	0.15
MgO	0.07	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03
CaO	22.56	23.50	23.68	23.63	23.67	23.57	23.50
Na ₂ O	0.03	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01
K ₂ O	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Total	96.58	98.34	98.31	98.38	98.34	97.00	98.79
Si	3.025	3.008	2.984	3.011	3.003	2.979	2.997
Ti	0.007	0.004	0.012	0.003	0.002	0.002	0.001
Cr	0.000	0.000	0.004	0.001	0.000	0.002	0.000
Al	2.378	2.112	2.192	2.183	2.106	2.195	2.154
Fe ³⁺	0.613	0.860	0.790	0.785	0.866	0.803	0.842
Mn ³⁺	0.011	0.007	0.008	0.006	0.005	0.003	0.009
Mg	0.008	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.004
Ca	1.923	2.004	2.015	2.006	2.022	2.035	1.993
Na	0.005	0.000	0.003	0.000	0.003	0.001	0.001
K	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001
Σ cat.	18.030	18.002	17.991	18.001	17.991	17.980	17.999
Ps	61.865	88.524	80.464	81.143	89.053	80.459	84.574

Apéndice III: Estaurolitas.

Sigla!#	A-10/50	A-10/52	A-10/54	A-55/1	A-55/2	A-55/3	C-53/12	C-53/15	C-53/23	C-53/24
SiO ₂	27.97	27.18	27.92	28.61	28.47	28.53	28.71	28.93	28.68	28.80
TiO ₂	0.43	0.39	0.39	0.58	0.57	0.62	0.55	0.53	0.46	0.46
Cr ₂ O ₃	0.05	0.05	0.01	0.06	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	52.62	53.24	52.97	52.20	52.03	51.72	53.12	53.01	53.19	53.16
FeO	11.21	11.85	11.26	10.04	10.04	10.15	10.75	10.83	11.10	10.99
MnO	0.01	0.04	0.03	0.06	0.05	0.01	0.05	0.05	0.05	0.04
MgO	1.11	1.14	1.01	1.05	1.18	1.40	1.47	1.58	1.85	1.72
CaO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Na ₂ O	0.09	0.11	0.08	0.11	0.15	0.14	0.05	0.07	0.05	0.09
K ₂ O	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Total	93.49	94.00	93.69	92.73	92.51	92.59	94.71	95.01	95.39	95.28
Si	7.306	7.096	7.279	7.484	7.466	7.481	7.730	7.766	7.684	7.718
Ti	0.084	0.077	0.076	0.114	0.112	0.122	0.112	0.107	0.094	0.094
Cr	0.011	0.011	0.003	0.012	0.005	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	16.199	16.379	16.274	16.091	16.084	15.985	16.852	16.772	16.795	16.793
Fe ²⁺	2.450	2.588	2.454	2.196	2.202	2.225	2.421	2.432	2.486	2.464
Mn	0.001	0.009	0.006	0.013	0.012	0.003	0.011	0.012	0.012	0.009
Mg	0.432	0.445	0.392	0.411	0.460	0.546	0.590	0.631	0.738	0.689
Ca	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.003	0.000	0.002	0.002
Na	0.047	0.055	0.041	0.055	0.077	0.073	0.029	0.039	0.028	0.045
K	0.000	0.000	0.008	0.002	0.001	0.000	0.000	0.004	0.000	0.002
#mg	0.150	0.147	0.138	0.157	0.173	0.197	0.196	0.206	0.229	0.218

Apéndice III: Feldespatos.

Sigla/#	A-30/6	A-30/7	A-30/8	A-30/10	A-30/13	A-30/32	A-30/66	A-30/67	A-31/10	A-31/11	A-31/12	A-31/13	A-31/14
SiO ₂	65.08	64.76	64.71	64.81	68.93	67.97	68.75	68.81	68.61	67.67	67.91	67.98	68.20
TiO ₂	0.00	0.03	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	18.25	18.04	18.26	18.09	19.40	19.78	19.33	19.45	19.45	19.60	19.62	19.74	19.63
FeO	0.01	0.00	0.06	0.00	0.05	0.00	0.08	0.08	0.06	0.00	0.00	0.10	0.02
MnO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
CaO	0.00	0.01	0.01	0.02	0.25	0.66	0.22	0.32	0.39	0.17	0.22	0.33	0.16
Na ₂ O	0.70	0.72	0.75	0.69	11.64	11.43	11.54	11.53	11.15	11.61	11.55	11.31	11.41
K ₂ O	15.21	15.10	15.15	15.15	0.13	0.16	0.10	0.09	0.11	0.14	0.11	0.12	0.10
Total	99.26	98.66	98.96	98.79	100.41	100.00	100.06	100.28	99.77	99.21	99.43	99.58	99.53
Si	3.031	3.034	3.022	3.033	3.001	2.970	3.005	3.002	3.016	2.976	2.981	2.988	2.997
Ti	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Al	1.002	0.996	1.005	0.998	0.996	1.019	0.996	1.000	1.007	1.016	1.015	1.023	1.017
Fe ²⁺	0.001	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000	0.003	0.003	0.002	0.000	0.000	0.004	0.001
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.001	0.012	0.031	0.010	0.015	0.018	0.008	0.011	0.016	0.007
Na	0.063	0.065	0.068	0.063	0.982	0.968	0.978	0.975	0.950	0.990	0.983	0.964	0.972
K	0.904	0.903	0.903	0.904	0.007	0.009	0.006	0.005	0.006	0.008	0.006	0.007	0.006
Ab	6.6	6.8	7.0	6.5	98.1	96.0	98.4	98.0	97.5	98.4	98.3	97.7	98.7
An	0.0	0.0	0.0	0.1	1.1	3.1	1.0	1.5	1.9	0.8	1.1	1.6	0.8
Kfs	93.4	93.2	93.0	93.4	0.7	0.9	0.5	0.5	0.7	0.8	0.6	0.7	0.6

Apéndice III: Feldespatos.

Sigla/#	A-31/16	A-31/17	A-31/19	A-31/20	A-31/21	A-31/22	A-31/149	A-31/150	A-31/151	A-31/153	A-31/155	A-31/156	A-54/8
SiO ₂	67.76	67.54	67.32	66.96	66.86	66.51	63.75	63.44	66.85	67.64	63.53	63.77	68.59
TiO ₂	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	19.70	19.99	20.01	20.13	19.82	20.49	18.40	18.41	20.11	20.07	18.44	18.38	19.21
FeO	0.00	0.04	0.04	0.00	0.04	0.00	0.03	0.04	0.00	0.04	0.01	0.00	0.01
MnO	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01
MgO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.23	0.58	0.65	0.86	0.58	1.17	0.01	0.10	1.00	1.28	0.00	0.01	0.22
Na ₂ O	11.63	11.25	11.21	11.20	11.10	10.88	0.77	0.78	10.95	10.54	0.74	0.81	11.54
K ₂ O	0.11	0.07	0.10	0.10	0.07	0.09	15.28	15.16	0.07	0.13	15.21	15.21	0.10
Total	99.45	99.50	99.36	99.25	98.48	99.16	98.24	97.95	98.98	99.73	97.95	98.22	99.68
Si	2.973	2.971	2.965	2.951	2.971	2.939	2.994	2.988	2.960	2.985	2.993	2.996	3.009
Ti	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Cr	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Al	1.019	1.036	1.039	1.045	1.038	1.067	1.019	1.022	1.049	1.044	1.024	1.018	0.993
Fe ²⁺	0.000	0.002	0.002	0.000	0.002	0.000	0.001	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001
Mg	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.011	0.027	0.031	0.041	0.028	0.055	0.001	0.005	0.047	0.061	0.000	0.001	0.010
Na	0.989	0.959	0.957	0.957	0.957	0.932	0.071	0.072	0.940	0.902	0.068	0.073	0.981
K	0.006	0.004	0.006	0.006	0.004	0.005	0.916	0.911	0.004	0.007	0.914	0.911	0.006
Ab	98.3	96.8	96.4	95.4	96.8	93.9	7.1	7.2	94.8	93.0	6.9	7.4	98.4
An	1.1	2.8	3.1	4.0	2.8	5.6	0.1	0.5	4.8	6.2	0.0	0.1	1.0
Kfs	0.6	0.4	0.6	0.6	0.4	0.5	92.8	92.2	0.4	0.7	93.1	92.5	0.6

Apéndice III: Feldespatos.

Sigla/#	A-54/9	A-54/10	A-54/11	A-54/12	A-54/13	A-54/14	A-54/22	A-54/23	A-54/24	A-54/25	A-54/26	A-54/34	A-54/35
SiO ₂	64.89	64.90	68.56	68.50	68.95	68.42	69.08	64.88	68.96	68.73	64.90	68.86	68.40
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.04	0.05	0.00	0.04	0.04
Al ₂ O ₃	18.05	18.07	19.26	19.14	19.27	19.58	19.21	17.99	19.24	19.19	18.12	19.21	19.32
FeO	0.03	0.04	0.03	0.01	0.00	0.01	0.01	0.04	0.05	0.00	0.01	0.10	0.02
MnO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.00	0.00	0.26	0.20	0.22	0.44	0.08	0.01	0.23	0.22	0.00	0.16	0.37
Na ₂ O	0.71	0.68	11.46	11.40	11.48	11.27	11.57	0.99	11.52	11.51	0.96	11.52	11.45
K ₂ O	15.08	14.99	0.15	0.08	0.08	0.17	0.12	14.76	0.06	0.08	14.93	0.15	0.12
Total	98.76	98.71	99.73	99.33	100.01	99.90	100.08	98.69	100.10	99.79	98.92	100.04	99.72
Si	3.038	3.041	3.008	3.018	3.017	3.000	3.019	3.035	3.015	3.013	3.028	3.012	3.001
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002	0.000	0.001	0.001
Al	0.996	0.998	0.996	0.994	0.994	1.011	0.989	0.992	0.991	0.992	0.996	0.991	0.999
Fe ²⁺	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002	0.002	0.000	0.001	0.004	0.001
Mn	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	0.012	0.010	0.010	0.021	0.004	0.000	0.011	0.010	0.000	0.008	0.017
Na	0.064	0.062	0.975	0.974	0.974	0.958	0.981	0.090	0.977	0.978	0.087	0.977	0.974
K	0.900	0.896	0.008	0.005	0.004	0.009	0.007	0.881	0.003	0.005	0.889	0.008	0.007
Ab	6.7	6.4	97.9	98.5	98.5	97.0	98.9	9.3	98.6	98.5	8.9	98.4	97.6
An	0.0	0.0	1.2	1.0	1.1	2.1	0.4	0.0	1.1	1.0	0.0	0.8	1.7
Kfs	93.3	93.6	0.8	0.5	0.4	0.9	0.7	90.7	0.3	0.5	91.1	0.8	0.7

Apéndice III: Feldespatos.

Sigla/#	A-54/36	A-54/43	A-54/46	A-54/47	A-54/50	A-54/51	A-54/58	A-54/59	A-54/60	A-54/61	A-54/62	A-54/65	A-64/13
SiO ₂	68.69	68.42	68.80	68.62	68.21	68.39	64.91	68.75	64.92	68.76	68.68	68.98	69.11
TiO ₂	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	19.08	19.53	19.25	19.30	19.44	19.40	18.13	19.34	18.08	19.33	19.30	19.46	19.61
FeO	0.00	0.12	0.00	0.00	0.12	0.17	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.05	0.03
MnO	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.12	0.54	0.28	0.32	0.52	0.41	0.02	0.21	0.01	0.22	0.25	0.16	0.22
Na ₂ O	11.69	11.31	11.76	11.40	11.38	11.50	0.52	11.44	0.70	11.56	11.51	11.41	11.65
K ₂ O	0.11	0.14	0.12	0.14	0.12	0.13	15.44	0.10	15.31	0.10	0.12	0.10	0.11
Total	99.70	100.09	100.22	99.78	99.83	100.03	99.03	99.88	99.06	99.99	99.86	100.16	100.73
Si	3.009	2.995	2.997	3.010	2.991	2.991	3.033	3.013	3.029	3.007	3.008	3.015	2.999
Ti	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Al	0.985	1.007	0.988	0.998	1.005	1.000	0.998	0.999	0.994	0.996	0.996	1.002	1.003
Fe ²⁺	0.000	0.004	0.000	0.000	0.005	0.006	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.001
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.006	0.025	0.013	0.015	0.024	0.019	0.001	0.010	0.000	0.011	0.012	0.008	0.010
Na	0.993	0.960	0.993	0.970	0.968	0.975	0.047	0.972	0.064	0.980	0.978	0.967	0.980
K	0.006	0.008	0.007	0.008	0.007	0.007	0.920	0.006	0.911	0.006	0.007	0.006	0.006
Ab	98.8	96.7	98.1	97.7	96.9	97.4	4.9	98.4	6.5	98.4	98.2	98.6	98.3
An	0.6	2.5	1.3	1.5	2.4	1.9	0.1	1.0	0.0	1.1	1.2	0.8	1.0
Kfs	0.6	0.8	0.6	0.8	0.6	0.7	95.0	0.6	93.4	0.6	0.7	0.6	0.6

Apéndice III: Feldespatos.

Sigla/#	A-64/14	A-64/15	A-64/16	A-64/18	A-64/19	A-64/22	A-69/7	A-69/15	A-69/17	A-81/25	A-81/26	C-15/1	C-15/2
SiO ₂	69.34	68.97	69.22	68.78	68.95	68.97	68.38	69.06	69.01	64.74	64.56	69.36	65.36
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.01	0.04	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	19.36	19.40	19.53	19.29	19.42	19.48	19.66	19.70	19.71	17.97	18.01	19.47	18.21
FeO	0.00	0.00	0.08	0.06	0.00	0.00	0.00	0.06	0.02	0.24	0.14	0.00	0.02
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.10	0.10	0.17	0.17	0.11	0.16	0.52	0.25	0.25	0.03	0.01	0.04	0.00
Na ₂ O	11.81	11.81	11.58	11.48	11.73	11.83	11.56	11.67	11.65	0.90	0.78	11.75	1.12
K ₂ O	0.14	0.15	0.07	0.12	0.15	0.11	0.05	0.05	0.06	14.57	14.86	0.14	14.47
Total	100.76	100.47	100.65	99.93	100.36	100.61	100.21	100.85	100.73	98.49	98.36	100.76	99.18
Si	3.006	2.997	3.009	3.012	3.000	2.992	2.979	2.994	2.995	3.039	3.034	3.008	3.041
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.989	0.994	1.001	0.996	0.996	0.996	1.010	1.007	1.008	0.994	0.998	0.995	0.998
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.003	0.002	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.010	0.006	0.000	0.001
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.005	0.005	0.008	0.008	0.005	0.008	0.024	0.012	0.011	0.001	0.000	0.002	0.000
Na	0.992	0.995	0.976	0.974	0.990	0.995	0.976	0.981	0.980	0.082	0.071	0.988	0.101
K	0.008	0.008	0.004	0.007	0.008	0.006	0.003	0.003	0.003	0.873	0.891	0.008	0.859
Ab	98.8	98.7	98.8	98.5	98.6	98.6	97.3	98.6	98.5	8.6	7.4	99.1	10.6
An	0.5	0.5	0.8	0.8	0.5	0.7	2.4	1.2	1.1	0.1	0.0	0.2	0.0
Kfs	0.8	0.8	0.4	0.7	0.8	0.6	0.3	0.3	0.3	91.3	92.6	0.7	89.4

Apéndice III: Feldespatos.

Sigla/#	C-15/3	C-15/4	C-15/5	C-15/6	C-15/7	C-15/8	C-15/9	C-15/14	C-15/15	C-15/16	C-15/17	C-15/18	C-15/19
SiO2	65.61	65.48	69.20	69.06	69.15	69.38	69.33	69.07	69.08	69.09	69.27	65.21	65.69
TiO2	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al2O3	18.14	18.16	19.52	19.31	19.17	19.43	19.18	19.24	19.15	19.31	19.45	18.01	18.31
FeO	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.04	0.01	0.05	0.00	0.01	0.00
MnO	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
CaO	0.01	0.00	0.17	0.07	0.02	0.02	0.03	0.01	0.03	0.04	0.04	0.00	0.00
Na2O	1.05	1.14	11.66	11.70	11.69	11.77	11.71	11.66	11.65	11.65	11.88	0.97	1.17
K2O	14.78	14.59	0.20	0.10	0.18	0.17	0.21	0.20	0.19	0.20	0.13	14.68	14.52
Total	99.62	99.42	100.75	100.25	100.21	100.78	100.49	100.22	100.11	100.36	100.81	98.88	99.69
Si	3.040	3.039	3.002	3.010	3.016	3.008	3.016	3.012	3.016	3.010	2.999	3.046	3.040
Ti	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.990	0.993	0.998	0.992	0.985	0.993	0.983	0.989	0.985	0.991	0.993	0.991	0.998
Fe2+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000
Mn	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
Ca	0.001	0.000	0.008	0.003	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.000	0.000
Na	0.095	0.102	0.981	0.989	0.988	0.989	0.987	0.986	0.986	0.984	0.997	0.088	0.105
K	0.873	0.864	0.011	0.006	0.010	0.009	0.012	0.011	0.011	0.011	0.007	0.875	0.857
Ab	9.8	10.6	98.1	99.1	98.9	99.0	98.7	98.8	98.8	98.7	99.1	9.1	10.9
An	0.1	0.0	0.8	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.0	0.0
Kfs	90.2	89.4	1.1	0.6	1.0	0.9	1.1	1.1	1.1	1.1	0.7	90.9	89.1

Apéndice III: Feldespatos.

Sigla/#	C-15/21	C-22/34	C-22/35	C-22/36	C-22/38	C-22/39	C-22/40	C-22/41	C-28/79	C-28/80	C-28/81	C-28/82	C-28/83
SiO ₂	65.62	68.42	64.86	64.89	68.42	65.13	65.18	68.85	68.62	68.03	64.66	68.33	64.77
TiO ₂	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	18.15	19.29	18.35	18.22	19.54	18.20	18.25	19.56	19.68	19.61	18.24	19.58	18.28
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
MnO	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01
MgO	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
CaO	0.02	0.53	0.13	0.14	0.37	0.06	0.20	0.21	0.36	0.49	0.09	0.39	0.03
Na ₂ O	0.89	11.68	0.94	0.90	11.60	0.89	0.93	11.69	11.46	11.49	1.16	11.37	1.29
K ₂ O	14.91	0.14	14.54	14.83	0.09	14.69	14.72	0.11	0.17	0.16	14.46	0.13	14.51
Total	99.62	100.08	98.84	99.02	100.04	98.97	99.32	100.42	100.31	99.79	98.63	99.80	98.90
Si	3.043	2.986	3.031	3.026	2.988	3.040	3.031	2.995	2.992	2.979	3.023	2.996	3.016
Ti	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.992	0.992	1.011	1.002	1.006	1.001	1.000	1.003	1.011	1.012	1.005	1.012	1.003
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
Mn	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Ca	0.001	0.025	0.006	0.007	0.017	0.003	0.010	0.010	0.017	0.023	0.004	0.018	0.001
Na	0.080	0.988	0.085	0.081	0.982	0.081	0.083	0.986	0.969	0.976	0.105	0.967	0.117
K	0.882	0.008	0.867	0.883	0.005	0.875	0.873	0.006	0.010	0.009	0.862	0.007	0.862
Ab	8.3	96.8	8.9	8.4	97.8	8.4	8.6	98.4	97.4	96.8	10.8	97.4	11.9
An	0.1	2.4	0.7	0.7	1.7	0.3	1.0	1.0	1.7	2.3	0.4	1.8	0.1
Kfs	91.6	0.8	90.4	90.9	0.5	91.2	90.4	0.6	1.0	0.9	88.8	0.7	87.9

Apéndice III: Feldespatos.

Sigla/#	C-28/84	C-28/85	C-36/7	C-36/96	C-36/123	C-36/124	C-36/125	C-36/127	C-36/135	C-36/137	C-51/61	C-51/62	C-51/65
SiO ₂	64.83	67.33	66.64	67.45	68.48	68.65	68.56	68.52	68.22	68.74	68.75	68.56	68.63
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	18.33	19.39	21.32	19.62	19.56	19.70	19.65	19.73	19.43	19.60	19.51	19.80	19.53
FeO	0.02	0.00	0.28	0.58	0.32	0.23	0.18	0.18	0.35	0.25	0.04	0.00	0.05
MnO	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00
MgO	0.00	0.00	0.06	0.06	0.00	0.00	0.00	0.01	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.05	1.18	2.19	0.45	0.11	0.13	0.12	0.16	0.15	0.08	0.26	0.41	0.30
Na ₂ O	1.25	11.21	10.07	11.01	11.23	11.29	11.30	11.17	11.07	11.22	11.65	11.64	11.61
K ₂ O	14.56	0.21	0.02	0.12	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.05	0.07	0.05
Total	99.05	99.33	100.58	99.29	99.74	100.03	99.83	99.80	99.34	99.93	100.29	100.50	100.17
Si	3.015	2.967	2.923	2.981	3.010	3.008	3.009	3.011	3.013	3.017	2.996	2.980	2.995
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.005	1.007	1.102	1.022	1.013	1.017	1.016	1.022	1.012	1.014	1.002	1.014	1.004
Fe ²⁺	0.001	0.000	0.010	0.021	0.012	0.008	0.007	0.007	0.013	0.009	0.002	0.000	0.002
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000
Mg	0.000	0.000	0.004	0.004	0.000	0.000	0.000	0.001	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.002	0.056	0.103	0.021	0.005	0.006	0.006	0.008	0.007	0.004	0.012	0.019	0.014
Na	0.113	0.958	0.856	0.944	0.957	0.959	0.961	0.951	0.948	0.955	0.984	0.981	0.982
K	0.864	0.012	0.001	0.007	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001	0.003	0.004	0.003
Ab	11.6	93.4	89.1	97.1	99.3	99.2	99.3	99.0	99.1	99.5	98.5	97.7	98.3
An	0.2	5.5	10.7	2.2	0.6	0.6	0.6	0.8	0.7	0.4	1.2	1.9	1.4
Kfs	88.2	1.2	0.1	0.7	0.2	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1	0.3	0.4	0.3

Apéndice III: Feldespatos.

Sigla/#	C-51/69	C-52/31	C-52/32	C-52/35	C-63/73	C-63/76	C-63/77	C-63/79	C-63/80	C-63/81	C-63/82	C-63/83	C-63/84
SiO ₂	68.83	68.24	68.79	69.18	67.91	68.71	67.18	68.50	68.58	68.64	68.78	69.32	68.96
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	19.85	19.80	19.72	19.67	19.69	19.34	17.71	19.09	19.03	18.94	19.24	19.20	19.26
FeO	0.09	0.01	0.00	0.09	0.11	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.01	0.02	0.04
MnO	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02
MgO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.83	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
CaO	0.53	0.57	0.26	0.19	0.63	0.20	1.78	0.08	0.07	0.04	0.09	0.04	0.06
Na ₂ O	11.37	11.35	11.71	11.65	11.32	11.75	10.74	11.46	11.82	11.89	11.69	11.67	11.70
K ₂ O	0.05	0.12	0.09	0.13	0.16	0.14	0.14	0.09	0.10	0.10	0.18	0.18	0.07
Total	100.72	100.11	100.57	100.92	99.86	100.18	98.40	99.29	99.63	99.63	100.02	100.45	100.12
Si	2.993	2.983	2.987	2.997	2.977	2.990	2.975	3.018	3.003	3.004	3.003	3.017	3.010
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.018	1.020	1.009	1.005	1.017	0.992	0.924	0.991	0.982	0.977	0.990	0.985	0.991
Fe ²⁺	0.003	0.000	0.000	0.003	0.004	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002
Mn	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
Mg	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.055	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Ca	0.025	0.027	0.012	0.009	0.030	0.010	0.085	0.004	0.003	0.002	0.004	0.002	0.003
Na	0.958	0.962	0.986	0.978	0.962	0.991	0.923	0.979	1.003	1.009	0.989	0.985	0.990
K	0.003	0.007	0.005	0.007	0.009	0.008	0.008	0.005	0.006	0.006	0.010	0.010	0.004
Ab	97.2	96.6	98.3	98.4	96.1	98.3	90.9	99.1	99.2	99.3	98.6	98.8	99.3
An	2.5	2.7	1.2	0.9	3.0	0.9	8.3	0.4	0.3	0.2	0.4	0.2	0.3
Kfs	0.3	0.7	0.5	0.7	0.9	0.8	0.8	0.5	0.5	0.5	1.0	1.0	0.4

Apéndice III: Feldespatos.

Sigla/#	C-63/85	C-63/86	C-63/88	C-63/89	C-63/90	C-63/91	C-66/40	C-66/41	C-66/42	C-66/61	C-66/62	C-66/64	C-76/355
SiO ₂	69.22	69.15	69.03	68.63	68.61	68.86	68.10	68.08	68.42	67.81	67.62	67.95	68.58
TiO ₂	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Al ₂ O ₃	19.36	19.33	19.17	19.13	19.05	19.17	19.72	19.87	19.57	19.80	19.93	19.37	19.63
FeO	0.00	0.00	0.05	0.01	0.04	0.05	0.04	0.07	0.10	0.06	0.13	0.00	0.03
MnO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01	0.00	0.01	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.07	0.09	0.10	0.08	0.09	0.07	0.52	0.54	0.26	0.54	0.84	0.13	0.24
Na ₂ O	11.85	11.83	11.75	11.49	11.72	11.65	11.23	11.26	11.32	11.33	11.14	11.52	11.60
K ₂ O	0.08	0.12	0.09	0.10	0.08	0.07	0.19	0.18	0.18	0.17	0.17	0.15	0.12
Total	100.60	100.53	100.22	99.47	99.59	99.87	99.80	100.01	99.90	99.73	99.84	99.13	100.23
Si	3.004	3.002	3.010	3.018	3.009	3.014	2.988	2.981	2.999	2.973	2.967	2.990	2.990
Ti	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001
Cr	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Al	0.990	0.989	0.985	0.992	0.985	0.989	1.020	1.025	1.011	1.023	1.031	1.005	1.009
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.002	0.000	0.002	0.002	0.002	0.002	0.004	0.002	0.005	0.000	0.001
Mn	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.003	0.004	0.005	0.004	0.004	0.003	0.025	0.025	0.012	0.026	0.039	0.006	0.011
Na	0.997	0.996	0.993	0.980	0.996	0.988	0.955	0.956	0.962	0.964	0.948	0.983	0.981
K	0.004	0.007	0.005	0.006	0.004	0.004	0.011	0.010	0.010	0.009	0.010	0.009	0.007
Ab	99.2	98.9	99.1	99.1	99.1	99.3	96.4	96.4	97.7	96.5	95.1	98.5	98.2
An	0.3	0.4	0.5	0.4	0.4	0.3	2.5	2.6	1.2	2.6	4.0	0.6	1.1
Kfs	0.4	0.6	0.5	0.6	0.4	0.4	1.1	1.0	1.0	0.9	1.0	0.9	0.7

Apéndice III: Granates.

Sigla/#	A-10/25	A-10/26	A-10/27	A-10/29	A-10/31	A-10/33	A-10/37	A-10/42	A-10/44	A-10/46	A-10/56	A-10/59	A-30/16	A-30/36	A-30/43
SiO ₂	36.98	36.49	36.87	37.24	37.41	36.88	37.14	35.02	37.22	36.82	36.88	36.77	38.17	37.23	38.10
TiO ₂	0.03	0.04	0.01	0.17	0.08	0.18	0.08	0.09	0.11	0.06	0.08	0.10	0.01	0.14	0.00
Cr ₂ O ₃	0.02	0.04	0.02	0.03	0.01	0.06	0.02	0.00	0.03	0.04	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	20.86	20.65	20.75	20.92	21.09	20.70	20.94	20.00	21.03	21.07	21.04	20.97	21.59	20.88	21.06
Fe ₂ O ₃	1.08	1.51	1.33	0.98	1.23	1.52	1.24	1.53	1.06	2.00	1.64	1.06	0.58	1.29	0.53
FeO	38.67	31.77	38.07	36.59	37.08	36.41	36.47	34.60	37.11	36.63	36.61	38.06	23.65	31.95	27.28
MnO	1.68	8.79	2.11	0.02	0.03	0.10	0.02	0.11	0.07	0.10	0.07	0.11	1.74	0.62	0.35
MgO	1.58	1.13	1.62	3.54	3.42	3.18	4.00	3.64	3.89	3.61	3.51	2.51	0.28	1.38	0.49
CaO	0.70	0.74	0.74	1.31	1.00	1.50	0.51	0.41	0.26	0.39	0.81	0.96	15.30	7.26	13.06
Na ₂ O	0.03	0.00	0.00	0.02	0.06	0.03	0.04	0.05	0.03	0.07	0.04	0.04	0.00	0.05	0.05
K ₂ O	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.05	0.02	0.03
Total	101.64	101.16	101.54	100.82	101.42	100.56	100.47	95.45	100.82	100.81	100.73	100.63	101.37	100.82	100.95
Si	2.978	2.963	2.973	2.975	2.975	2.964	2.973	2.955	2.973	2.948	2.955	2.967	2.989	2.975	3.009
Ti	0.002	0.002	0.000	0.011	0.005	0.011	0.005	0.006	0.007	0.004	0.005	0.006	0.001	0.008	0.000
Cr	0.001	0.003	0.001	0.002	0.001	0.004	0.001	0.000	0.002	0.002	0.003	0.003	0.000	0.000	0.000
Al	1.980	1.976	1.972	1.970	1.977	1.960	1.976	1.989	1.980	1.988	1.986	1.994	1.992	1.967	1.961
Fe ³⁺	0.065	0.092	0.081	0.059	0.073	0.092	0.075	0.097	0.064	0.120	0.099	0.065	0.034	0.077	0.032
Fe ²⁺	2.604	2.157	2.568	2.446	2.466	2.447	2.441	2.442	2.479	2.453	2.453	2.568	1.548	2.135	1.802
Mn	0.114	0.605	0.144	0.002	0.002	0.007	0.001	0.008	0.005	0.007	0.005	0.007	0.116	0.042	0.023
Mg	0.190	0.137	0.195	0.422	0.405	0.381	0.477	0.458	0.463	0.431	0.419	0.302	0.033	0.164	0.058
Ca	0.061	0.065	0.064	0.112	0.086	0.130	0.044	0.037	0.022	0.034	0.069	0.083	1.284	0.622	1.105
Na	0.005	0.000	0.000	0.003	0.010	0.005	0.007	0.008	0.004	0.011	0.005	0.006	0.000	0.008	0.008
K	0.001	0.001	0.002	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.003	0.001	0.001	0.005	0.002	0.003
Grs	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	41.3	16.5	35.4
Alm	87.7	72.8	86.6	82.6	83.3	82.5	82.4	82.9	83.5	83.9	83.3	86.8	52.0	72.7	60.3
Prp	6.4	4.6	6.5	14.1	13.7	12.9	16.1	15.6	15.6	14.7	14.2	10.2	1.1	5.5	1.9
Sps	3.9	20.4	4.8	0.1	0.1	0.2	0.0	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2	3.9	1.4	0.8
Adr	2.0	2.2	2.1	3.0	2.9	4.4	1.5	1.2	0.7	1.2	2.3	2.8	1.7	3.9	1.6

Apéndice III: Granates.

Sigla/#	A-30/48	A-30/53	A-30/58	A-30/61	A-30/63	A-30/64	A-30/72	A-30/73	A-30/74	A-30/75	A-30/79	A-30/80	A-30/82	A-30/83	A-30/84
SiO ₂	38.15	38.25	37.16	37.22	37.82	37.57	38.12	37.73	38.14	37.83	37.85	37.86	37.97	37.98	38.15
TiO ₂	0.08	0.07	0.08	0.12	0.02	0.03	0.08	0.02	0.08	0.01	0.03	0.03	0.04	0.06	0.05
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	21.15	21.42	20.99	20.99	21.37	21.02	21.44	21.43	21.47	21.45	21.23	21.46	21.40	21.22	21.24
Fe ₂ O ₃	0.92	0.83	1.16	1.09	1.03	1.52	0.13	0.80	0.39	0.96	0.32	1.12	1.12	1.21	0.62
FeO	20.13	20.86	34.50	33.76	26.70	26.96	29.70	26.11	27.96	26.36	27.01	31.04	29.94	26.85	27.40
MnO	1.23	0.34	0.12	0.13	0.27	1.06	0.15	1.99	0.32	1.48	0.56	0.54	0.53	0.56	0.61
MgO	0.41	0.40	2.25	2.33	1.07	0.58	1.59	0.47	1.29	0.48	1.06	2.25	2.38	1.20	1.14
CaO	18.28	18.46	4.43	4.96	12.67	12.29	10.07	12.40	11.65	12.83	12.21	7.47	8.23	12.24	12.02
Na ₂ O	0.00	0.01	0.03	0.03	0.02	0.01	0.00	0.03	0.01	0.01	0.04	0.02	0.03	0.04	0.04
K ₂ O	0.05	0.06	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.05	0.04	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	100.40	100.70	100.74	100.66	100.98	101.06	101.29	101.03	101.35	101.42	100.31	101.80	101.65	101.37	101.28
Si	2.993	2.989	2.974	2.975	2.979	2.974	2.999	2.982	2.994	2.977	3.000	2.974	2.979	2.983	2.999
Ti	0.004	0.004	0.005	0.007	0.001	0.002	0.005	0.001	0.005	0.001	0.002	0.002	0.002	0.003	0.003
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.955	1.973	1.980	1.978	1.983	1.961	1.988	1.996	1.986	1.990	1.983	1.987	1.978	1.964	1.967
Fe ³⁺	0.054	0.049	0.070	0.066	0.061	0.091	0.008	0.048	0.023	0.057	0.019	0.066	0.066	0.072	0.036
Fe ²⁺	1.321	1.363	2.309	2.257	1.759	1.785	1.954	1.726	1.835	1.735	1.791	2.039	1.964	1.764	1.801
Mn	0.082	0.023	0.008	0.009	0.018	0.071	0.010	0.133	0.022	0.099	0.038	0.036	0.035	0.037	0.041
Mg	0.048	0.046	0.268	0.277	0.126	0.069	0.186	0.056	0.151	0.057	0.126	0.263	0.279	0.140	0.133
Ca	1.537	1.546	0.380	0.425	1.069	1.043	0.849	1.050	0.980	1.082	1.037	0.628	0.692	1.030	1.012
Na	0.001	0.002	0.004	0.004	0.003	0.002	0.001	0.004	0.002	0.002	0.006	0.003	0.005	0.006	0.006
K	0.005	0.006	0.002	0.003	0.001	0.002	0.001	0.005	0.004	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001
Grs	48.4	49.1	8.9	10.5	32.8	30.4	27.7	32.9	31.3	33.5	33.6	17.7	19.8	30.8	31.8
Alm	44.6	46.1	78.3	76.6	59.3	60.3	65.4	58.3	61.8	58.4	59.9	68.8	66.3	59.7	60.5
Prp	1.6	1.5	9.0	9.3	4.2	2.3	6.2	1.9	5.0	1.9	4.2	8.9	9.4	4.7	4.5
Sps	2.7	0.8	0.3	0.3	0.6	2.4	0.3	4.5	0.7	3.3	1.3	1.2	1.2	1.2	1.4
Adr	2.7	2.5	3.5	3.3	3.1	4.6	0.4	2.4	1.2	2.9	1.0	3.4	3.3	3.6	1.8

Apéndice III: Granates.

Sigla/#	A-30/86	A-30/94	A-30/97	A-30/100	A-30/101	A-30/104	A-30/107	A-30/121	A-30/123	A-30/124	A-31/27	A-31/28	A-31/29	A-31/30	A-31/43
SiO ₂	37.84	37.99	37.77	38.03	37.82	37.89	37.85	37.62	37.19	37.37	36.86	36.53	36.56	36.72	37.26
TiO ₂	0.02	0.00	0.04	0.03	0.06	0.06	0.10	0.09	0.00	0.07	0.15	0.20	0.20	0.14	0.16
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.02	0.02	0.04
Al ₂ O ₃	21.21	21.04	21.11	21.25	21.28	21.27	21.19	21.06	21.02	20.92	20.82	20.95	20.78	20.99	20.94
Fe ₂ O ₃	0.73	0.51	0.65	0.97	0.71	1.32	0.00	0.93	1.85	1.56	1.13	1.68	0.96	1.31	0.49
FeO	27.33	27.65	27.36	27.79	27.73	27.28	28.71	29.92	31.38	29.47	29.78	30.62	30.78	29.53	29.24
MnO	0.56	0.69	0.56	0.58	0.60	0.59	0.48	0.58	0.62	0.55	1.58	2.06	2.11	1.96	1.16
MgO	1.20	0.96	1.16	1.16	1.17	1.14	1.92	2.10	1.88	1.72	1.43	1.39	1.39	1.31	1.35
CaO	11.80	11.89	11.78	11.54	11.49	11.86	9.32	7.81	6.75	8.79	7.67	6.50	6.42	7.65	8.90
Na ₂ O	0.01	0.02	0.02	0.05	0.02	0.05	0.16	0.15	0.09	0.08	0.09	0.07	0.05	0.07	0.09
K ₂ O	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01
Total	100.72	100.76	100.46	101.42	100.89	101.47	99.75	100.29	100.80	100.54	99.58	100.01	99.29	99.71	99.64

Si	2.991	3.006	2.994	2.990	2.987	2.977	3.014	2.993	2.965	2.974	2.973	2.947	2.968	2.960	2.992
Ti	0.001	0.000	0.002	0.002	0.004	0.003	0.006	0.006	0.000	0.004	0.009	0.012	0.012	0.008	0.010
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.001	0.001	0.003
Al	1.976	1.962	1.973	1.969	1.981	1.970	1.988	1.975	1.975	1.963	1.980	1.992	1.989	1.995	1.981
Fe ³⁺	0.044	0.031	0.039	0.058	0.042	0.078	0.000	0.055	0.111	0.094	0.068	0.102	0.058	0.080	0.029
Fe ²⁺	1.807	1.830	1.814	1.827	1.832	1.792	1.912	1.991	2.092	1.962	2.009	2.065	2.090	1.991	1.963
Mn	0.038	0.046	0.038	0.038	0.040	0.039	0.032	0.039	0.042	0.037	0.108	0.141	0.145	0.134	0.079
Mg	0.141	0.113	0.137	0.136	0.138	0.134	0.228	0.250	0.223	0.204	0.172	0.167	0.168	0.158	0.162
Ca	0.999	1.008	1.001	0.972	0.972	0.998	0.795	0.666	0.577	0.749	0.663	0.562	0.558	0.661	0.766
Na	0.002	0.004	0.003	0.008	0.004	0.008	0.024	0.023	0.014	0.013	0.013	0.011	0.007	0.011	0.015
K	0.002	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.002	0.003	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001

Grs	31.2	32.1	31.3	29.7	30.2	29.5	26.4	19.4	14.0	20.3	18.2	13.0	15.0	17.7	23.5
Alm	60.6	61.1	60.9	61.5	61.8	60.8	64.8	68.0	71.3	66.7	68.9	71.3	71.5	68.5	67.0
Prp	4.7	3.8	4.6	4.6	4.6	4.5	7.7	8.5	7.6	6.9	5.8	5.7	5.7	5.3	5.4
Sps	1.3	1.5	1.3	1.3	1.3	1.3	1.1	1.3	1.4	1.3	3.6	4.8	4.9	4.5	2.6
Adr	2.2	1.5	1.9	2.9	2.1	3.9	0.0	2.8	5.7	4.8	3.5	5.2	2.9	4.0	1.5

Apéndice III: Granates.

Sigla/#	A-31/44	A-31/45	A-31/47	A-31/52	A-31/53	A-31/56	A-31/57	A-31/80	A-31/88	A-31/92	A-31/93	A-31/104	A-31/105	A-54/4	A-54/16
SiO2	36.64	36.49	36.58	36.54	36.66	36.15	36.36	36.08	36.57	37.40	36.74	37.48	37.55	37.65	37.81
TiO2	0.18	0.12	0.15	0.19	0.16	0.01	0.02	0.00	0.20	0.41	0.47	0.02	0.13	0.31	0.04
Cr2O3	0.02	0.03	0.02	0.04	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Al2O3	20.95	20.86	21.03	20.92	21.09	21.38	20.95	20.92	20.81	20.96	20.93	21.53	21.36	19.61	20.26
Fe2O3	1.63	0.99	1.05	1.19	1.20	1.70	1.92	2.24	2.29	0.90	1.50	1.06	0.98	2.84	2.07
FeO	29.31	33.62	28.94	29.37	29.59	31.61	24.93	21.96	28.25	29.93	27.70	20.06	23.01	19.28	20.35
MnO	1.33	1.21	1.24	1.25	1.24	0.46	7.94	9.70	1.20	1.17	0.36	0.75	0.80	2.09	1.26
MgO	1.38	1.42	1.21	1.39	1.40	2.64	0.76	0.50	1.45	1.71	2.00	0.28	0.43	0.00	0.31
CaO	8.12	4.65	8.88	8.07	8.02	4.84	7.05	8.10	8.71	7.22	9.56	18.26	15.73	18.44	17.95
Na2O	0.09	0.08	0.03	0.09	0.08	0.02	0.02	0.01	0.09	0.06	0.10	0.00	0.03	0.05	0.02
K2O	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.05	0.01	0.02	0.10	0.46	0.00	0.04	0.05	0.01	0.00
Total	99.66	99.49	99.13	99.05	99.48	98.86	99.97	99.53	99.67	100.24	99.36	99.48	100.08	100.28	100.07
Si	2.952	2.968	2.959	2.960	2.956	2.931	2.943	2.932	2.943	2.989	2.946	2.966	2.972	2.985	2.992
Ti	0.011	0.007	0.009	0.011	0.010	0.001	0.001	0.000	0.012	0.025	0.029	0.001	0.008	0.018	0.003
Cr	0.001	0.002	0.001	0.002	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Al	1.989	2.000	2.005	1.997	2.005	2.042	1.999	2.003	1.974	1.974	1.978	2.008	1.992	1.833	1.890
Fe3+	0.099	0.060	0.064	0.073	0.073	0.104	0.117	0.137	0.139	0.054	0.090	0.063	0.058	0.169	0.123
Fe2+	1.975	2.287	1.957	1.989	1.995	2.143	1.687	1.492	1.901	2.000	1.857	1.327	1.523	1.279	1.347
Mn	0.091	0.083	0.085	0.086	0.085	0.031	0.545	0.667	0.082	0.080	0.025	0.050	0.054	0.140	0.084
Mg	0.166	0.173	0.146	0.168	0.168	0.319	0.092	0.061	0.174	0.204	0.239	0.033	0.051	0.000	0.037
Ca	0.701	0.405	0.769	0.700	0.693	0.420	0.612	0.705	0.751	0.618	0.821	1.548	1.334	1.567	1.522
Na	0.014	0.012	0.005	0.014	0.012	0.004	0.004	0.001	0.014	0.010	0.016	0.000	0.004	0.008	0.003
K	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.006	0.001	0.002	0.010	0.047	0.000	0.004	0.005	0.001	0.000
Grs	18.0	10.1	22.1	19.1	19.0	9.0	14.7	17.1	17.7	16.6	21.5	49.0	41.4	42.8	44.5
Alm	68.3	78.2	66.9	68.6	68.7	73.7	57.7	51.0	66.4	70.9	65.0	45.0	52.2	44.0	45.3
Prp	5.6	5.8	4.9	5.7	5.7	10.9	3.1	2.1	6.0	7.0	8.1	1.1	1.7	0.0	1.2
Sps	3.1	2.8	2.9	2.9	2.9	1.1	18.5	22.8	2.8	2.7	0.8	1.7	1.8	4.7	2.8
Adr	5.0	3.1	3.2	3.7	3.7	5.3	6.0	7.0	7.1	2.8	4.6	3.2	2.9	8.5	6.2

Apéndice III: Granates.

Sigla/#	A-54/17	A-54/18	A-54/27	A-54/28	A-54/29	A-54/30	A-54/31	A-54/48	A-54/63	A-55/9	A-55/10	A-55/11	A-55/12	A-55/13	A-55/14
SiO2	37.95	37.87	38.00	37.83	37.85	37.73	37.99	37.79	38.00	37.50	37.33	37.54	36.98	36.88	37.01
TiO2	0.14	0.08	0.08	0.13	0.16	0.13	0.05	0.19	0.09	0.08	0.06	0.07	0.01	0.01	0.03
Cr2O3	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.03	0.03	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00
Al2O3	19.97	19.99	20.29	20.15	20.00	20.09	20.37	20.24	20.22	21.23	21.19	21.18	21.09	20.95	21.05
Fe2O3	2.12	2.67	2.07	2.67	1.77	2.27	1.77	2.03	2.16	1.46	1.10	1.13	1.60	1.36	1.23
FeO	18.42	18.28	19.69	18.02	18.46	18.28	19.54	19.01	20.13	32.76	31.08	32.80	34.51	32.95	35.58
MnO	3.00	3.10	2.19	2.78	2.74	2.91	2.13	2.05	1.66	0.33	0.37	0.28	0.56	0.46	0.56
MgO	0.28	0.27	0.37	0.23	0.23	0.22	0.35	0.30	0.34	4.68	3.52	4.57	4.26	3.28	3.79
CaO	18.31	18.19	17.80	18.73	18.43	18.34	18.00	18.38	17.84	2.65	5.33	2.78	1.21	3.63	0.99
Na2O	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.05	0.01	0.03	0.03	0.00	0.04	0.02
K2O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.21	100.50	100.53	100.56	99.68	100.01	100.24	100.07	100.53	100.70	100.04	100.38	100.24	99.56	100.26
Si	3.000	2.988	2.994	2.980	3.004	2.988	2.998	2.988	2.995	2.964	2.971	2.975	2.957	2.968	2.968
Ti	0.008	0.005	0.004	0.008	0.009	0.008	0.003	0.011	0.005	0.005	0.004	0.004	0.001	0.001	0.002
Cr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000
Al	1.861	1.859	1.885	1.870	1.871	1.876	1.895	1.886	1.878	1.978	1.987	1.979	1.988	1.987	1.990
Fe3+	0.126	0.159	0.123	0.158	0.106	0.135	0.105	0.121	0.128	0.087	0.066	0.067	0.096	0.082	0.074
Fe2+	1.218	1.206	1.298	1.187	1.226	1.211	1.290	1.257	1.327	2.166	2.069	2.174	2.308	2.218	2.387
Mn	0.201	0.207	0.146	0.185	0.184	0.195	0.143	0.137	0.111	0.022	0.025	0.019	0.038	0.031	0.038
Mg	0.033	0.032	0.043	0.028	0.027	0.026	0.041	0.036	0.040	0.552	0.418	0.540	0.508	0.394	0.453
Ca	1.551	1.538	1.503	1.581	1.567	1.557	1.522	1.557	1.507	0.224	0.455	0.236	0.103	0.313	0.085
Na	0.003	0.005	0.004	0.004	0.004	0.003	0.003	0.004	0.007	0.002	0.004	0.005	0.000	0.007	0.003
K	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Grs	44.8	43.1	43.7	44.6	46.2	44.8	45.3	45.2	43.5	2.9	11.6	4.2	0.0	6.3	0.0
Alm	41.1	40.9	43.9	40.4	41.5	41.0	43.2	43.0	45.1	73.3	70.2	73.6	78.0	75.1	80.5
Prp	1.1	1.1	1.4	0.9	0.9	0.9	1.4	1.2	1.3	18.6	14.1	18.2	17.2	13.3	15.3
Sps	6.7	6.9	4.9	6.2	6.1	6.5	4.8	4.6	3.7	0.8	0.8	0.6	1.3	1.1	1.3
Adr	6.3	8.0	6.1	7.9	5.3	6.8	5.3	6.0	6.4	4.4	3.3	3.4	3.5	4.2	2.9

Apéndice III: Granates.

Sigla/#	A-55/16	A-56/1	A-56/2	A-56/4	A-56/8	A-56/9	A-57/44	A-57/45	A-57/48	A-57/49	A-57/53	A-57/54	A-57/56	A-57/57	A-57/58
SiO ₂	37.33	37.32	37.54	37.29	37.38	37.50	37.98	37.71	37.91	38.22	37.82	38.05	37.81	37.81	38.07
TiO ₂	0.02	0.05	0.05	0.05	0.12	0.11	0.05	0.01	0.03	0.01	0.02	0.12	0.06	0.06	0.02
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	21.23	20.98	21.07	20.87	20.97	21.00	21.62	21.57	21.42	21.60	21.50	21.44	21.53	21.57	21.71
Fe ₂ O ₃	0.41	0.54	0.08	0.64	0.90	0.94	1.09	1.13	0.71	0.59	1.01	0.59	0.80	1.26	0.75
FeO	32.47	35.00	36.02	32.93	30.61	32.56	32.65	31.63	33.07	32.34	31.94	28.74	31.13	29.67	31.58
MnO	0.46	0.54	0.49	1.20	1.54	1.41	0.40	0.42	0.44	0.37	0.38	0.38	0.46	0.45	0.40
MgO	3.17	2.41	2.81	2.05	1.55	1.97	4.66	3.83	4.68	4.23	4.42	3.27	4.51	3.41	4.62
CaO	4.68	3.58	2.61	5.20	7.52	5.62	3.15	4.74	2.67	4.21	3.79	8.26	4.34	7.05	4.07
Na ₂ O	0.01	0.05	0.00	0.04	0.05	0.04	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02
K ₂ O	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01
Total	99.79	100.47	100.69	100.28	100.67	101.21	101.62	101.08	100.95	101.59	100.92	100.87	100.65	101.29	101.25
Si	2.987	2.993	3.003	2.993	2.983	2.983	2.970	2.968	2.985	2.988	2.975	2.985	2.976	2.963	2.978
Ti	0.001	0.003	0.003	0.003	0.007	0.007	0.003	0.001	0.002	0.001	0.001	0.007	0.003	0.003	0.001
Cr	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	2.002	1.983	1.986	1.974	1.972	1.969	1.992	2.001	1.987	1.990	1.994	1.983	1.997	1.993	2.001
Fe ³⁺	0.025	0.032	0.005	0.039	0.054	0.056	0.064	0.067	0.042	0.035	0.060	0.035	0.047	0.075	0.044
Fe ²⁺	2.173	2.348	2.409	2.210	2.043	2.166	2.135	2.082	2.177	2.115	2.101	1.886	2.049	1.945	2.066
Mn	0.031	0.037	0.033	0.082	0.104	0.095	0.026	0.028	0.030	0.025	0.026	0.025	0.031	0.030	0.027
Mg	0.378	0.288	0.335	0.245	0.185	0.234	0.543	0.450	0.550	0.493	0.518	0.382	0.529	0.399	0.538
Ca	0.401	0.308	0.224	0.448	0.643	0.479	0.264	0.399	0.225	0.352	0.319	0.695	0.366	0.592	0.341
Na	0.001	0.008	0.001	0.005	0.008	0.006	0.000	0.003	0.001	0.001	0.004	0.000	0.002	0.000	0.003
K	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.000	0.001	0.001
Grs	12.1	8.5	7.0	12.8	18.3	12.7	5.5	10.1	5.3	10.0	7.7	21.1	9.7	16.0	9.2
Alm	73.0	79.0	80.6	74.4	69.3	73.5	72.1	70.3	73.2	70.9	70.9	63.5	69.1	65.8	69.6
Prp	12.7	9.7	11.1	8.2	6.2	7.8	18.3	15.2	18.4	16.5	17.5	12.8	17.8	13.4	18.1
Sps	1.0	1.2	1.1	2.7	3.5	3.2	0.9	1.0	1.0	0.8	0.9	0.8	1.0	1.0	0.9
Adr	1.2	1.6	0.2	1.9	2.7	2.8	3.2	3.4	2.1	1.8	3.0	1.8	2.4	3.8	2.2

Apéndice III: Granates.

Sigla/#	A-57/60	A-57/61	A-57/64	A-69/1	A-69/2	A-69/3	A-69/5	A-69/8	A-69/20	A-69/21	A-69/22	A-81/1	A-81/2	A-81/7	A-81/11
SiO ₂	37.68	37.98	38.11	37.50	37.41	37.78	37.35	37.65	37.35	37.32	37.58	37.58	37.80	37.53	37.50
TiO ₂	0.05	0.07	0.06	0.03	0.09	0.12	0.05	0.04	0.10	0.08	0.05	0.06	0.08	0.02	0.07
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	21.48	21.49	21.43	21.15	21.01	21.15	21.20	21.27	21.13	20.93	21.13	21.34	20.98	21.27	21.26
Fe ₂ O ₃	0.92	0.54	0.33	1.01	1.26	0.69	0.78	0.07	0.61	1.17	0.99	0.86	0.84	1.00	1.11
FeO	33.77	32.41	33.73	30.97	29.78	30.54	32.84	32.40	31.89	33.58	33.55	28.57	29.03	29.56	26.34
MnO	0.42	0.41	0.47	0.54	2.73	0.67	0.30	0.43	1.97	1.09	0.30	0.59	0.64	1.20	1.81
MgO	4.84	4.45	4.61	1.11	0.58	1.00	1.24	1.15	1.11	1.00	1.23	1.54	1.60	1.20	1.05
CaO	1.76	3.64	2.38	8.81	8.68	9.44	7.21	7.78	6.94	6.42	6.86	10.09	9.94	9.27	11.45
Na ₂ O	0.00	0.01	0.02	0.01	0.03	0.03	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02	0.02
K ₂ O	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.02
Total	100.93	101.00	101.16	101.15	101.57	101.44	101.00	100.84	101.10	101.59	101.73	100.66	100.91	101.07	100.63
Si	2.972	2.985	2.997	2.979	2.974	2.989	2.979	3.000	2.981	2.977	2.982	2.977	2.992	2.976	2.973
Ti	0.003	0.004	0.003	0.002	0.006	0.007	0.003	0.002	0.006	0.005	0.003	0.004	0.005	0.001	0.004
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.997	1.991	1.986	1.980	1.969	1.973	1.993	1.997	1.988	1.967	1.976	1.992	1.957	1.988	1.986
Fe ³⁺	0.055	0.032	0.019	0.061	0.075	0.041	0.047	0.004	0.037	0.070	0.059	0.051	0.050	0.060	0.066
Fe ²⁺	2.228	2.131	2.218	2.058	1.980	2.021	2.190	2.159	2.129	2.240	2.226	1.893	1.922	1.960	1.746
Mn	0.028	0.027	0.031	0.036	0.184	0.045	0.020	0.029	0.133	0.074	0.020	0.040	0.043	0.081	0.121
Mg	0.568	0.522	0.541	0.131	0.069	0.118	0.148	0.137	0.132	0.119	0.146	0.182	0.189	0.142	0.124
Ca	0.149	0.307	0.201	0.750	0.739	0.801	0.616	0.665	0.594	0.549	0.583	0.857	0.843	0.788	0.973
Na	0.001	0.001	0.003	0.001	0.004	0.004	0.002	0.005	0.000	0.000	0.002	0.003	0.000	0.003	0.004
K	0.001	0.000	0.002	0.002	0.000	0.002	0.002	0.002	0.000	0.000	0.003	0.001	0.000	0.000	0.002
Grs	2.1	8.4	5.5	22.0	20.7	24.3	18.1	21.9	17.7	14.6	16.4	26.0	25.4	23.4	29.1
Alm	75.2	71.6	74.4	69.3	67.0	68.2	73.8	72.3	71.6	75.4	75.0	64.0	64.4	66.1	59.3
Prp	19.1	17.5	18.1	4.4	2.3	3.9	5.0	4.6	4.4	4.0	4.9	6.1	6.3	4.8	4.2
Sps	0.9	0.9	1.0	1.2	6.2	1.5	0.7	1.0	4.5	2.5	0.7	1.3	1.4	2.7	4.1
Adr	2.7	1.6	1.0	3.1	3.8	2.1	2.4	0.2	1.8	3.5	3.0	2.6	2.5	3.0	3.3

Apéndice III: Granates.

Sigla/#	A-81/15	A-81/16	A-81/18	A-81/19	A-81/22	A-81/24	C-14/146	C-14/147	C-14/148	C-14/149	C-14/151	C-14/156	C-14/158	C-14/161	C-14/162
SiO ₂	37.90	37.97	37.85	37.73	37.67	37.51	37.34	37.07	37.12	37.85	36.87	36.66	37.10	37.28	37.34
TiO ₂	0.03	0.08	0.05	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.09	0.06	0.05	0.05	0.05	0.08
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	21.27	21.16	21.20	21.13	21.21	20.91	20.67	20.57	20.80	20.98	20.50	20.45	20.74	20.87	20.79
Fe ₂ O ₃	0.36	0.63	0.79	0.75	0.82	1.30	2.30	2.39	1.77	0.95	2.60	2.76	2.43	2.23	2.14
FeO	28.43	27.37	29.05	29.09	28.58	28.33	22.74	23.63	28.07	27.23	26.70	22.36	23.07	23.32	22.69
MnO	0.29	0.36	0.54	0.56	0.51	0.52	1.29	1.09	1.21	1.18	1.22	1.27	1.24	1.15	1.23
MgO	1.40	1.30	1.60	1.64	1.65	1.49	0.12	0.16	0.20	0.20	0.19	0.12	0.13	0.15	0.13
CaO	10.87	12.02	9.93	9.80	10.15	10.36	15.71	14.88	11.33	12.72	12.08	15.48	15.26	15.30	15.79
Na ₂ O	0.04	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.06	0.06	0.06	0.05	0.07	0.03	0.04	0.05	0.06
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.04	0.02	0.01
Total	100.59	100.89	101.04	100.76	100.65	100.51	100.29	99.90	100.61	101.26	100.30	99.20	100.10	100.42	100.26
Si	2.999	2.994	2.989	2.989	2.983	2.981	2.966	2.962	2.968	2.994	2.956	2.948	2.955	2.958	2.964
Ti	0.002	0.005	0.003	0.004	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.005	0.004	0.003	0.003	0.003	0.005
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.984	1.966	1.974	1.972	1.980	1.958	1.934	1.937	1.960	1.955	1.937	1.938	1.947	1.952	1.945
Fe ³⁺	0.022	0.037	0.047	0.045	0.049	0.078	0.138	0.144	0.107	0.057	0.157	0.167	0.146	0.134	0.128
Fe ²⁺	1.881	1.805	1.919	1.927	1.893	1.883	1.510	1.579	1.877	1.801	1.790	1.504	1.537	1.548	1.507
Mn	0.019	0.024	0.036	0.037	0.035	0.035	0.087	0.074	0.082	0.079	0.083	0.086	0.084	0.078	0.083
Mg	0.166	0.153	0.189	0.194	0.195	0.176	0.015	0.019	0.024	0.023	0.023	0.014	0.016	0.018	0.015
Ca	0.922	1.015	0.840	0.832	0.861	0.882	1.337	1.274	0.970	1.078	1.038	1.333	1.302	1.301	1.343
Na	0.006	0.001	0.004	0.001	0.000	0.004	0.009	0.010	0.009	0.008	0.012	0.004	0.006	0.007	0.010
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002	0.004	0.002	0.001
Grs	29.6	31.8	25.6	25.4	26.2	25.5	38.1	35.7	27.2	32.9	27.1	36.6	36.6	37.1	38.7
Alm	63.2	60.4	64.6	64.7	63.6	63.5	51.4	53.9	63.8	60.9	61.3	51.5	52.7	52.9	51.5
Prp	5.5	5.1	6.3	6.5	6.5	5.9	0.5	0.6	0.8	0.8	0.8	0.5	0.5	0.6	0.5
Sps	0.6	0.8	1.2	1.2	1.2	1.2	3.0	2.5	2.8	2.6	2.8	2.9	2.8	2.6	2.8
Adr	1.1	1.9	2.3	2.2	2.5	3.9	7.0	7.3	5.4	2.8	8.0	8.5	7.4	6.8	6.5

Apéndice III: Granates.

Sigla/#	C-14/164	C-28/73	C-28/75	C-28/86	C-28/88	C-28/93	C-28/171	C-28/172	C-28/173	C-28/174	C-28/177	C-28/180	C-34/13	C-34/15	C-34/23
SiO ₂	37.25	36.22	36.09	36.92	36.48	36.72	36.41	36.56	36.31	36.91	36.87	36.97	37.48	37.41	37.44
TiO ₂	0.07	0.05	0.05	0.00	0.00	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.11	0.05	0.04
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	20.75	20.78	20.69	20.88	20.95	20.91	20.65	20.67	20.74	20.93	20.94	20.85	20.92	20.95	21.03
Fe ₂ O ₃	2.47	1.24	1.52	0.91	0.46	0.49	2.16	1.86	2.00	1.25	1.01	1.54	2.06	1.49	1.73
FeO	24.72	39.52	39.41	39.03	38.60	38.17	38.06	38.10	38.57	39.00	39.21	37.02	29.17	31.44	30.54
MnO	1.09	1.19	1.12	1.71	1.46	1.89	0.89	0.91	0.51	0.89	0.21	0.90	0.26	0.66	0.91
MgO	0.15	1.06	0.93	1.44	1.61	1.27	1.92	2.08	2.15	2.02	2.39	2.12	1.51	2.07	2.35
CaO	14.25	0.44	0.48	0.44	0.45	1.03	0.62	0.52	0.22	0.25	0.21	1.82	9.80	6.96	7.07
Na ₂ O	0.05	0.03	0.07	0.04	0.01	0.03	0.06	0.06	0.00	0.04	0.01	0.02	0.05	0.01	0.01
K ₂ O	0.00	0.02	0.02	0.02	0.01	0.04	0.03	0.02	0.07	0.05	0.03	0.02	0.01	0.00	0.01
Total	100.80	100.55	100.38	101.39	100.03	100.57	100.83	100.80	100.59	101.36	100.88	101.26	101.37	101.04	101.13
Si	2.956	2.961	2.957	2.983	2.979	2.986	2.952	2.961	2.949	2.973	2.976	2.969	2.962	2.972	2.966
Ti	0.004	0.003	0.003	0.000	0.000	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.006	0.003	0.003
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.941	2.002	1.998	1.988	2.016	2.004	1.973	1.973	1.985	1.987	1.992	1.974	1.948	1.962	1.964
Fe ³⁺	0.147	0.076	0.094	0.055	0.028	0.030	0.132	0.113	0.122	0.076	0.061	0.093	0.123	0.089	0.103
Fe ²⁺	1.641	2.702	2.701	2.637	2.636	2.596	2.581	2.581	2.620	2.627	2.646	2.487	1.928	2.089	2.023
Mn	0.074	0.083	0.078	0.117	0.101	0.131	0.062	0.063	0.035	0.061	0.014	0.061	0.018	0.044	0.061
Mg	0.018	0.129	0.114	0.173	0.195	0.154	0.233	0.251	0.260	0.242	0.287	0.254	0.177	0.245	0.278
Ca	1.212	0.038	0.042	0.038	0.040	0.090	0.054	0.045	0.019	0.022	0.018	0.156	0.830	0.593	0.600
Na	0.008	0.004	0.011	0.006	0.002	0.004	0.009	0.009	0.001	0.007	0.002	0.004	0.007	0.002	0.002
K	0.000	0.002	0.002	0.003	0.002	0.005	0.004	0.002	0.007	0.005	0.003	0.002	0.001	0.001	0.001
Grs	33.3	0.0	0.0	0.0	0.0	1.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	21.4	15.2	14.9
Alm	56.1	91.5	92.0	89.0	88.7	87.4	88.2	87.9	89.2	89.0	89.2	84.1	65.8	70.6	68.4
Prp	0.6	4.4	3.9	5.8	6.6	5.2	7.9	8.5	8.9	8.2	9.7	8.6	6.0	8.2	9.4
Sps	2.5	2.8	2.7	3.9	3.4	4.4	2.1	2.1	1.2	2.1	0.5	2.1	0.6	1.5	2.1
Adr	7.5	1.3	1.4	1.3	1.3	1.5	1.8	1.5	0.7	0.7	0.6	4.7	6.2	4.5	5.2

Apéndice III: Granates.

Sigla/#	C-34/26	C-34/28	C-34/31	C-34/32	C-34/36	C-34/41	C-34/43	C-34/45	C-36/10	C-36/12	C-36/48	C-36/53	C-36/56	C-36/60	C-36/62
SiO ₂	37.41	37.31	37.44	37.21	37.22	37.22	37.40	37.37	38.14	38.14	37.76	37.20	37.39	37.72	37.58
TiO ₂	0.08	0.05	0.12	0.14	0.04	0.07	0.11	0.13	0.15	0.14	0.14	0.11	0.11	0.15	0.13
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	20.98	21.08	20.78	20.77	20.99	20.96	20.88	20.91	21.51	21.41	21.22	20.96	20.90	21.14	21.11
Fe ₂ O ₃	1.71	1.85	1.80	2.33	1.99	1.64	1.59	1.59	1.41	1.36	1.76	2.27	1.54	1.78	1.71
FeO	30.24	30.99	29.17	28.31	31.18	30.47	29.68	30.12	26.31	26.52	26.21	28.37	28.75	26.91	26.81
MnO	0.83	0.61	0.28	0.23	0.91	0.89	0.16	0.55	0.28	0.27	0.40	0.98	0.57	0.24	1.51
MgO	2.23	2.08	1.27	1.19	2.22	2.23	1.35	2.01	2.02	1.77	2.04	1.36	1.16	2.12	1.43
CaO	7.49	7.18	10.15	10.78	6.58	7.11	9.73	8.04	11.94	12.21	11.63	9.94	10.40	11.05	10.97
Na ₂ O	0.02	0.03	0.03	0.03	0.01	0.02	0.02	0.05	0.04	0.03	0.03	0.01	0.02	0.03	0.02
K ₂ O	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	101.01	101.18	101.04	100.99	101.14	100.62	100.92	100.77	101.82	101.85	101.19	101.20	100.84	101.14	101.27
Si	2.966	2.959	2.970	2.953	2.957	2.965	2.970	2.969	2.968	2.972	2.961	2.948	2.971	2.962	2.963
Ti	0.005	0.003	0.007	0.009	0.002	0.004	0.007	0.008	0.009	0.008	0.008	0.007	0.006	0.009	0.008
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.961	1.971	1.943	1.943	1.965	1.968	1.955	1.959	1.973	1.966	1.961	1.958	1.957	1.957	1.962
Fe ³⁺	0.102	0.111	0.108	0.139	0.119	0.099	0.095	0.095	0.083	0.080	0.104	0.136	0.092	0.105	0.102
Fe ²⁺	2.005	2.056	1.935	1.879	2.071	2.030	1.971	2.002	1.712	1.728	1.719	1.880	1.910	1.768	1.767
Mn	0.056	0.041	0.019	0.016	0.061	0.060	0.011	0.037	0.019	0.018	0.027	0.066	0.039	0.016	0.101
Mg	0.263	0.246	0.151	0.140	0.263	0.265	0.160	0.238	0.234	0.205	0.238	0.160	0.138	0.249	0.168
Ca	0.637	0.610	0.863	0.917	0.560	0.607	0.828	0.684	0.996	1.019	0.977	0.844	0.885	0.930	0.927
Na	0.003	0.004	0.004	0.005	0.002	0.003	0.004	0.008	0.007	0.005	0.004	0.002	0.003	0.004	0.003
K	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Grs	16.0	14.8	23.2	23.4	12.8	15.2	22.7	17.7	28.8	29.8	27.2	21.3	24.7	25.5	25.6
Alm	68.0	69.9	65.7	64.3	70.2	68.9	66.7	68.2	58.5	58.7	58.6	64.2	64.7	60.3	60.2
Prp	8.9	8.3	5.1	4.7	8.9	8.9	5.4	8.0	7.9	6.9	8.0	5.4	4.6	8.4	5.7
Sps	1.9	1.4	0.6	0.5	2.1	2.0	0.4	1.3	0.6	0.6	0.9	2.2	1.3	0.5	3.4
Adr	5.2	5.6	5.4	7.1	6.0	5.0	4.8	4.8	4.2	4.0	5.3	6.9	4.7	5.3	5.1

Apéndice III: Granates.

Sigla/#	C-36/63	C-36/97	C-36/99	C-36/100	C-36/103	C-36/104	C-36/106	C-36/111	C-36/112	C-36/114	C-36/116	C-36/117	C-36/119	C-36/120	C-36/129
SiO ₂	37.56	37.66	37.74	38.10	37.52	37.81	37.53	37.58	37.34	37.56	37.49	37.47	37.43	37.59	37.03
TiO ₂	0.05	0.05	0.09	0.13	0.14	0.12	0.13	0.11	0.13	0.12	0.14	0.12	0.11	0.10	0.17
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	21.05	20.95	21.22	21.39	21.03	21.01	20.93	20.89	20.78	20.88	20.85	20.93	20.92	20.89	20.62
Fe ₂ O ₃	1.84	1.52	1.44	1.07	1.73	1.51	1.15	1.63	1.54	1.64	1.58	1.60	1.60	1.85	1.75
FeO	26.71	26.03	27.49	27.28	27.45	26.08	26.94	27.65	27.33	27.47	25.58	27.94	27.47	28.01	24.71
MnO	0.70	0.72	0.22	0.32	0.09	0.37	1.49	0.21	2.18	0.10	4.01	1.82	2.07	0.17	5.14
MgO	2.94	3.20	2.11	2.82	1.64	1.87	1.85	1.83	1.04	1.55	1.36	1.21	1.22	1.71	1.05
CaO	9.53	9.79	10.60	9.95	11.19	11.98	10.26	10.70	10.30	11.34	9.97	10.02	10.16	10.52	9.77
Na ₂ O	0.02	0.01	0.03	0.06	0.04	0.03	0.01	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.05	0.02
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01
Total	100.41	99.93	100.94	101.13	100.83	100.79	100.30	100.65	100.69	100.70	101.01	101.14	101.01	100.92	100.27
Si	2.965	2.977	2.970	2.980	2.964	2.976	2.980	2.975	2.974	2.973	2.972	2.970	2.969	2.972	2.966
Ti	0.003	0.003	0.005	0.008	0.008	0.007	0.008	0.006	0.008	0.007	0.009	0.007	0.007	0.006	0.010
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.958	1.952	1.969	1.971	1.958	1.950	1.959	1.948	1.951	1.948	1.949	1.955	1.956	1.946	1.947
Fe ³⁺	0.109	0.091	0.085	0.063	0.103	0.089	0.069	0.097	0.092	0.098	0.094	0.095	0.096	0.110	0.106
Fe ²⁺	1.763	1.721	1.809	1.784	1.814	1.717	1.789	1.830	1.820	1.818	1.696	1.852	1.822	1.852	1.655
Mn	0.047	0.048	0.015	0.021	0.006	0.025	0.100	0.014	0.147	0.007	0.269	0.122	0.139	0.012	0.349
Mg	0.346	0.377	0.248	0.329	0.193	0.219	0.219	0.216	0.124	0.183	0.160	0.143	0.144	0.201	0.126
Ca	0.806	0.829	0.894	0.834	0.947	1.011	0.873	0.907	0.879	0.961	0.847	0.851	0.864	0.891	0.838
Na	0.003	0.002	0.005	0.009	0.006	0.005	0.002	0.006	0.004	0.005	0.004	0.004	0.003	0.008	0.003
K	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003	0.001
Grs	21.4	23.1	25.4	24.3	26.2	29.0	25.3	25.2	24.4	26.9	23.2	23.4	23.8	24.1	22.3
Alm	59.8	58.0	61.5	60.7	61.9	58.3	60.5	62.1	62.0	61.8	57.7	62.9	61.9	63.1	56.5
Prp	11.7	12.7	8.3	11.1	6.5	7.4	7.4	7.3	4.1	6.2	5.4	4.8	4.8	6.8	4.2
Sps	1.6	1.6	0.5	0.7	0.2	0.8	3.3	0.5	4.9	0.2	9.0	4.1	4.7	0.4	11.7
Adr	5.5	4.6	4.3	3.2	5.2	4.5	3.5	4.9	4.6	4.9	4.7	4.8	4.8	5.6	5.3

Apéndice III: Granates.

Sigla/#	C-36/131	C-36/133	C-52/28	C-53/1	C-53/9	C-53/18	C-53/19	C-53/20	C-66/43	C-66/44	C-66/45	C-66/46	C-66/48	C-66/53	C-66/55
SiO2	37.30	37.32	38.22	38.14	38.22	37.78	37.88	38.09	36.79	36.70	36.92	36.66	37.05	36.89	36.50
TiO2	0.16	0.11	0.10	0.03	0.05	0.04	0.03	0.02	0.05	0.07	0.05	0.07	0.05	0.05	0.05
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Al2O3	20.74	20.95	20.59	21.51	21.61	21.67	21.46	21.54	21.06	21.00	20.96	20.96	21.13	21.09	20.88
Fe2O3	2.13	1.85	1.84	0.65	0.68	1.30	1.67	0.78	1.85	1.38	1.57	1.63	1.57	1.35	1.89
FeO	24.98	28.33	16.78	33.35	32.81	32.18	31.07	33.10	25.59	29.09	26.32	28.47	24.65	27.31	25.71
MnO	4.02	1.11	1.47	0.56	0.58	0.39	0.63	0.37	1.01	1.12	1.15	1.12	0.98	1.17	1.16
MgO	1.38	1.40	0.12	5.84	6.11	5.67	4.82	5.90	0.18	0.22	0.20	0.24	0.17	0.21	0.19
CaO	9.85	9.88	21.25	0.99	1.12	1.93	3.79	1.19	13.19	10.13	12.55	10.66	14.21	11.72	12.70
Na2O	0.12	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.03	0.01	0.04	0.06	0.05	0.04	0.04	0.05	0.03
K2O	0.02	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02
Total	100.70	100.97	100.40	101.09	101.18	100.98	101.39	101.00	99.76	99.78	99.78	99.86	99.86	99.85	99.13
Si	2.965	2.961	2.992	2.988	2.984	2.960	2.963	2.983	2.949	2.961	2.963	2.955	2.959	2.962	2.949
Ti	0.009	0.006	0.006	0.002	0.003	0.002	0.002	0.001	0.003	0.004	0.003	0.004	0.003	0.003	0.003
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.944	1.959	1.900	1.985	1.988	2.001	1.978	1.988	1.990	1.997	1.982	1.991	1.989	1.996	1.988
Fe3+	0.128	0.111	0.108	0.038	0.040	0.076	0.098	0.046	0.112	0.084	0.095	0.099	0.095	0.082	0.115
Fe2+	1.661	1.879	1.099	2.185	2.142	2.108	2.032	2.168	1.716	1.963	1.767	1.919	1.646	1.834	1.737
Mn	0.271	0.075	0.097	0.037	0.038	0.026	0.042	0.025	0.069	0.077	0.078	0.077	0.066	0.080	0.080
Mg	0.163	0.165	0.015	0.681	0.711	0.662	0.562	0.689	0.022	0.027	0.023	0.029	0.021	0.025	0.023
Ca	0.839	0.840	1.782	0.083	0.094	0.162	0.318	0.100	1.133	0.875	1.079	0.921	1.215	1.009	1.099
Na	0.018	0.004	0.000	0.001	0.000	0.002	0.004	0.001	0.007	0.010	0.008	0.006	0.005	0.008	0.005
K	0.002	0.000	0.003	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.002
Grs	21.4	22.4	53.7	0.8	1.0	1.4	5.6	1.0	32.6	25.2	31.5	25.9	36.2	29.8	31.3
Alm	57.4	63.9	37.2	73.3	71.9	71.4	69.0	72.8	58.7	67.0	60.2	65.5	56.1	62.5	59.4
Prp	5.5	5.6	0.5	22.8	23.8	22.4	19.0	23.1	0.7	0.9	0.8	1.0	0.7	0.8	0.8
Sps	9.2	2.5	3.2	1.2	1.3	0.9	1.4	0.8	2.3	2.6	2.7	2.6	2.2	2.7	2.7
Adr	6.5	5.6	5.4	1.9	2.0	3.9	5.0	2.3	5.7	4.3	4.8	5.0	4.8	4.2	5.8

Apéndice III: Granates.

Sigla/#	C-66/58	C-66/63	C-76/349	C-76/359	C-76/363	C-76/364	C-90/122	C-90/123	C-90/124	C-90/131	C-90/133	C-90/134	C-90/135	C-90/138	C-95/80
SiO2	36.75	36.86	37.95	37.66	37.73	37.73	36.58	37.06	36.65	36.80	36.85	36.80	36.55	36.84	37.19
TiO2	0.09	0.04	0.09	0.16	0.17	0.05	0.13	0.10	0.11	0.11	0.12	0.17	0.06	0.08	0.09
Cr2O3	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.06	0.00
Al2O3	20.94	21.10	20.98	20.69	20.69	20.98	19.18	18.68	19.58	19.31	19.56	18.96	19.84	19.14	18.33
Fe2O3	1.59	1.20	0.18	0.18	0.26	0.67	4.44	4.50	4.47	3.69	3.77	4.55	4.03	4.15	5.42
FeO	28.46	29.91	27.26	26.49	25.18	26.61	21.34	21.05	20.99	22.46	22.82	20.86	23.94	22.74	19.48
MnO	1.05	1.00	0.69	0.44	0.60	0.35	2.51	2.46	3.69	2.25	1.26	3.07	1.01	1.13	2.09
MgO	0.22	0.24	2.18	0.70	1.43	2.61	0.54	0.62	0.52	0.62	0.76	0.54	0.92	0.78	0.41
CaO	10.77	9.82	10.35	13.08	13.13	10.48	14.83	15.30	14.14	14.18	14.59	15.00	13.38	14.69	17.34
Na2O	0.05	0.04	0.07	0.04	0.02	0.02	0.00	0.03	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K2O	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Total	99.93	100.21	99.78	99.45	99.21	99.51	99.59	99.82	100.20	99.44	99.74	99.96	99.73	99.62	100.35
Si	2.958	2.964	3.013	3.013	3.011	2.997	2.946	2.976	2.936	2.966	2.955	2.955	2.936	2.962	2.970
Ti	0.005	0.003	0.005	0.010	0.010	0.003	0.008	0.006	0.006	0.007	0.007	0.010	0.004	0.005	0.006
Cr	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.003	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000
Al	1.987	2.000	1.963	1.951	1.946	1.964	1.821	1.768	1.849	1.834	1.849	1.795	1.878	1.814	1.725
Fe3+	0.096	0.072	0.011	0.011	0.016	0.040	0.269	0.272	0.270	0.224	0.228	0.275	0.244	0.251	0.326
Fe2+	1.916	2.011	1.810	1.773	1.680	1.768	1.438	1.414	1.406	1.514	1.530	1.401	1.608	1.529	1.301
Mn	0.072	0.068	0.047	0.030	0.041	0.024	0.171	0.168	0.250	0.153	0.085	0.209	0.069	0.077	0.141
Mg	0.027	0.029	0.258	0.084	0.170	0.309	0.065	0.074	0.063	0.074	0.091	0.065	0.110	0.094	0.048
Ca	0.929	0.846	0.880	1.121	1.122	0.892	1.280	1.317	1.214	1.225	1.254	1.291	1.151	1.265	1.483
Na	0.008	0.006	0.010	0.006	0.004	0.004	0.000	0.005	0.005	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
K	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000
Grs	26.3	24.8	28.4	36.0	35.8	27.6	29.1	30.1	27.1	29.5	30.4	29.1	26.6	29.5	33.1
Alm	65.5	68.2	60.9	59.6	56.5	59.3	49.2	48.1	48.5	51.5	52.1	47.8	55.0	52.0	44.2
Prp	0.9	1.0	8.6	2.8	5.6	10.3	2.2	2.5	2.1	2.5	3.1	2.2	3.7	3.2	1.6
Sps	2.4	2.3	1.6	1.0	1.3	0.8	5.8	5.6	8.5	5.2	2.9	7.0	2.3	2.6	4.7
Adr	4.9	3.7	0.5	0.6	0.8	2.0	13.7	13.7	13.8	11.3	11.5	13.9	12.4	12.7	16.4

Apéndice III: Moscovitas.

Sigla/#	A-10/24	A-10/32	A-10/35	A-10/38	A-10/40	A-10/41	A-10/43	A-10/48	A-10/49	A-10/51	A-10/53	A-10/55	A-10/57
SiO ₂	48.07	47.09	45.94	46.70	46.54	46.42	47.69	45.87	46.69	48.35	48.25	47.53	47.49
TiO ₂	0.19	0.31	0.23	0.37	0.06	0.13	0.37	0.10	0.19	0.25	0.32	0.28	0.30
Cr ₂ O ₃	0.04	0.05	0.07	0.07	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.06	0.03
Al ₂ O ₃	33.91	34.52	36.18	33.64	39.64	38.46	33.53	39.18	35.10	33.04	32.62	32.94	33.57
FeO	1.46	1.09	0.85	1.67	0.28	0.30	1.77	0.43	1.05	1.35	1.29	1.34	1.32
MnO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.03	0.04	0.02	0.00	0.02
MgO	0.93	0.92	0.35	1.14	0.10	0.16	1.31	0.09	0.79	1.38	1.60	1.35	1.19
CaO	0.02	0.00	0.02	0.02	0.13	0.12	0.00	0.30	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01
Na ₂ O	1.16	1.19	1.99	1.26	7.38	6.13	1.06	6.00	1.59	0.91	0.88	1.05	1.14
K ₂ O	7.66	8.27	7.71	8.26	0.58	2.30	8.17	1.91	7.99	8.46	8.58	8.52	8.38
Total	93.44	93.45	93.34	93.13	94.76	94.02	93.94	93.88	93.44	93.81	93.57	93.09	93.45
Si	3.203	3.150	3.074	3.150	2.988	3.021	3.181	2.986	3.123	3.223	3.227	3.200	3.182
Al(IV)	0.797	0.850	0.926	0.850	1.012	0.979	0.819	1.015	0.877	0.777	0.773	0.800	0.818
Al(VI)	1.867	1.871	1.928	1.823	1.987	1.970	1.817	1.991	1.890	1.819	1.798	1.813	1.833
Ti	0.010	0.016	0.012	0.019	0.003	0.007	0.018	0.005	0.009	0.013	0.016	0.014	0.015
Cr	0.002	0.003	0.004	0.004	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.003	0.001
Fe ²⁺	0.081	0.061	0.048	0.094	0.015	0.016	0.099	0.024	0.059	0.075	0.072	0.075	0.074
Mn	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.002	0.002	0.001	0.000	0.001
Mg	0.093	0.091	0.035	0.115	0.010	0.015	0.130	0.009	0.079	0.137	0.159	0.136	0.119
Σ VI	2.053	2.042	2.026	2.054	2.018	2.008	2.066	2.028	2.040	2.047	2.047	2.041	2.044
Ca	0.001	0.000	0.001	0.001	0.009	0.008	0.000	0.021	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001
Na	0.151	0.155	0.259	0.165	0.918	0.774	0.137	0.757	0.207	0.118	0.114	0.137	0.148
K	0.651	0.706	0.659	0.711	0.048	0.191	0.695	0.158	0.682	0.719	0.732	0.732	0.716
Σ XII	0.803	0.861	0.918	0.876	0.975	0.973	0.832	0.936	0.889	0.838	0.847	0.870	0.865
#mg	0.533	0.601	0.422	0.550	0.396	0.484	0.568	0.270	0.574	0.644	0.688	0.643	0.615

Apéndice III: Moscovitas.

Sigla/#	A-10/60	A-10/61	A-10/64	A-10/66	A-30/1	A-30/4	A-30/9	A-30/11	A-30/14	A-30/17	A-30/18	A-30/19	A-30/20
SiO ₂	47.45	49.73	45.66	45.61	49.00	47.69	48.22	48.12	46.94	46.90	48.30	47.05	47.31
TiO ₂	0.28	0.47	0.14	0.16	1.16	1.20	0.04	0.08	0.81	0.56	0.30	0.51	0.49
Cr ₂ O ₃	0.02	0.09	0.01	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	34.73	29.13	36.55	36.34	26.94	28.51	29.90	29.69	32.30	33.34	30.07	33.63	31.94
FeO	1.16	2.19	0.76	1.31	4.50	4.50	4.14	4.24	2.56	2.29	2.90	2.12	3.11
MnO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.06	0.01	0.03
MgO	0.89	2.47	0.22	0.31	2.29	2.14	1.60	1.65	1.11	0.91	1.70	0.93	1.21
CaO	0.09	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.06
Na ₂ O	2.62	0.62	2.03	1.80	0.12	0.16	0.24	0.17	0.27	0.31	0.18	0.33	0.20
K ₂ O	6.40	8.34	7.70	7.48	10.34	10.56	10.65	10.61	10.80	10.59	10.63	10.56	10.21
Total	93.64	93.05	93.07	93.09	94.40	94.79	94.80	94.57	94.79	94.90	94.15	95.14	94.56
Si	3.149	3.351	3.062	3.062	3.341	3.249	3.269	3.272	3.165	3.147	3.276	3.145	3.192
Al(IV)	0.851	0.649	0.938	0.938	0.659	0.751	0.731	0.729	0.835	0.853	0.724	0.855	0.808
Al(VI)	1.865	1.665	1.951	1.937	1.507	1.539	1.659	1.651	1.732	1.784	1.679	1.795	1.732
Ti	0.014	0.024	0.007	0.008	0.060	0.061	0.002	0.004	0.041	0.028	0.015	0.026	0.025
Cr	0.001	0.005	0.001	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.065	0.123	0.043	0.073	0.257	0.257	0.235	0.241	0.144	0.129	0.165	0.119	0.175
Mn	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001	0.000	0.000	0.003	0.001	0.002
Mg	0.088	0.248	0.022	0.031	0.233	0.217	0.162	0.167	0.111	0.091	0.172	0.092	0.122
Σ VI	2.033	2.066	2.024	2.053	2.058	2.076	2.058	2.064	2.029	2.032	2.034	2.032	2.056
Ca	0.006	0.001	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.004
Na	0.337	0.081	0.264	0.234	0.015	0.021	0.032	0.022	0.035	0.040	0.023	0.043	0.026
K	0.542	0.717	0.659	0.641	0.899	0.918	0.921	0.920	0.929	0.907	0.920	0.901	0.879
Σ XII	0.885	0.798	0.923	0.876	0.916	0.938	0.953	0.942	0.964	0.947	0.944	0.944	0.910
#mg	0.578	0.667	0.342	0.295	0.475	0.458	0.408	0.409	0.436	0.415	0.511	0.438	0.410

Apéndice III: Moscovitas.

Sigla/#	A-30/23	A-30/26	A-30/27	A-30/28	A-30/34	A-30/35	A-30/38	A-30/39	A-30/44	A-30/45	A-30/46	A-30/51	A-30/52
SiO ₂	46.42	48.88	49.57	46.65	47.68	47.05	46.77	49.06	49.18	48.69	49.24	46.36	46.54
TiO ₂	0.62	0.34	0.22	0.48	0.35	0.34	0.63	0.39	0.43	0.28	0.27	0.35	0.47
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	33.79	28.70	29.09	34.05	31.04	32.27	33.73	27.92	28.74	29.09	27.99	33.83	33.01
FeO	1.95	3.63	3.26	2.26	3.18	2.98	2.05	4.18	3.71	3.45	3.81	1.97	2.23
MnO	0.00	0.02	0.03	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.03	0.03	0.01	0.00	0.00
MgO	0.74	2.00	1.77	0.77	1.47	1.19	0.74	2.25	1.96	1.80	2.22	0.73	0.83
CaO	0.03	0.01	0.07	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.04	0.01	0.01
Na ₂ O	0.29	0.12	0.37	0.32	0.16	0.23	0.28	0.14	0.12	0.14	0.16	0.37	0.30
K ₂ O	10.06	10.68	10.40	10.69	10.29	10.38	10.38	10.62	10.64	10.01	10.59	10.48	10.51
Total	93.90	94.38	94.78	95.23	94.22	94.45	94.59	94.59	94.82	93.52	94.33	94.10	93.90
Si	3.134	3.320	3.338	3.122	3.230	3.180	3.140	3.334	3.324	3.319	3.347	3.132	3.156
Al(IV)	0.866	0.680	0.662	0.878	0.770	0.820	0.860	0.666	0.677	0.681	0.653	0.868	0.844
Al(VI)	1.822	1.617	1.647	1.807	1.708	1.749	1.809	1.571	1.613	1.656	1.590	1.825	1.793
Ti	0.031	0.018	0.011	0.024	0.018	0.018	0.032	0.020	0.022	0.014	0.014	0.018	0.024
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.110	0.206	0.184	0.127	0.180	0.168	0.115	0.238	0.210	0.197	0.217	0.111	0.127
Mn	0.000	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.000	0.000
Mg	0.074	0.202	0.178	0.077	0.148	0.120	0.074	0.228	0.197	0.183	0.225	0.074	0.084
Σ VI	2.037	2.044	2.021	2.035	2.056	2.055	2.031	2.057	2.043	2.051	2.046	2.027	2.027
Ca	0.002	0.000	0.005	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002	0.003	0.001	0.001
Na	0.038	0.016	0.048	0.042	0.022	0.030	0.037	0.019	0.016	0.019	0.021	0.048	0.039
K	0.866	0.925	0.894	0.912	0.889	0.895	0.889	0.920	0.917	0.871	0.918	0.903	0.909
Σ XII	0.907	0.942	0.947	0.954	0.912	0.924	0.926	0.940	0.933	0.892	0.942	0.952	0.948
#mg	0.402	0.495	0.492	0.377	0.451	0.416	0.392	0.489	0.484	0.482	0.509	0.398	0.399

Apéndice III: Moscovitas.

Sigla/#	A-30/54	A-30/55	A-30/60	A-30/62	A-30/65	A-30/68	A-30/70	A-30/71	A-30/77	A-30/78	A-30/81	A-30/85	A-30/87
SiO ₂	48.26	48.61	50.17	49.92	46.17	48.50	46.81	46.83	46.21	49.96	48.99	46.80	48.15
TiO ₂	0.55	0.26	0.66	0.70	0.49	0.82	0.47	0.31	0.10	0.12	0.10	0.10	0.26
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	29.17	29.36	26.87	26.33	34.60	28.43	31.84	32.27	34.69	26.80	28.98	33.35	30.09
FeO	3.56	3.42	3.55	3.91	2.21	3.79	3.38	2.89	1.72	3.50	3.34	2.35	3.09
MnO	0.01	0.02	0.05	0.00	0.00	0.04	0.04	0.01	0.03	0.01	0.01	0.00	0.01
MgO	1.77	1.86	2.45	2.44	0.72	1.99	1.30	1.18	0.78	2.56	2.12	1.01	1.79
CaO	0.02	0.03	0.04	0.00	0.02	0.49	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Na ₂ O	0.14	0.19	0.06	0.10	0.46	0.13	0.26	0.23	0.54	0.12	0.18	0.35	0.22
K ₂ O	10.64	10.29	10.44	10.57	10.23	10.44	10.35	10.42	10.31	10.40	10.41	10.49	10.61
Total	94.12	94.04	94.29	93.97	94.90	94.63	94.46	94.14	94.38	93.47	94.13	94.46	94.22
Si	3.287	3.302	3.401	3.407	3.094	3.294	3.173	3.175	3.107	3.414	3.324	3.154	3.267
Al(IV)	0.713	0.698	0.599	0.593	0.906	0.706	0.827	0.825	0.893	0.586	0.676	0.846	0.733
Al(VI)	1.629	1.652	1.548	1.524	1.827	1.569	1.717	1.754	1.855	1.572	1.641	1.803	1.673
Ti	0.028	0.014	0.034	0.036	0.024	0.042	0.024	0.016	0.005	0.006	0.005	0.005	0.013
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.203	0.194	0.201	0.223	0.124	0.215	0.192	0.164	0.097	0.200	0.189	0.133	0.175
Mn	0.001	0.001	0.003	0.000	0.000	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001
Mg	0.180	0.188	0.248	0.248	0.072	0.201	0.131	0.119	0.078	0.261	0.214	0.101	0.181
Σ VI	2.040	2.049	2.033	2.031	2.047	2.030	2.066	2.053	2.037	2.040	2.050	2.042	2.044
Ca	0.002	0.002	0.003	0.000	0.002	0.035	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Na	0.019	0.026	0.008	0.013	0.060	0.017	0.035	0.031	0.070	0.016	0.024	0.046	0.030
K	0.924	0.891	0.903	0.921	0.875	0.904	0.895	0.901	0.885	0.906	0.901	0.902	0.919
Σ XII	0.945	0.919	0.914	0.933	0.936	0.957	0.930	0.932	0.955	0.922	0.925	0.950	0.948
#mg	0.470	0.492	0.552	0.526	0.366	0.483	0.407	0.421	0.446	0.566	0.531	0.432	0.508

Apéndice III: Moscovitas.

Sigla/#	A-30/91	A-30/95	A-30/96	A-30/98	A-30/99	A-30/102	A-30/103	A-30/110	A-30/111	A-30/114	A-30/115	A-30/118	A-30/119
SiO ₂	47.74	49.36	47.12	46.21	47.63	47.74	48.77	49.79	49.67	48.79	49.38	49.10	48.51
TiO ₂	0.24	0.24	0.22	0.07	0.12	0.22	0.13	1.62	1.64	1.42	1.61	1.48	1.27
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	31.29	28.30	31.94	34.65	31.41	30.26	30.45	26.48	26.50	27.85	26.91	28.10	28.57
FeO	2.96	3.42	3.26	1.64	2.64	3.22	2.90	3.66	3.15	2.81	2.81	3.41	3.05
MnO	0.00	0.00	0.03	0.03	0.02	0.02	0.00	0.01	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00
MgO	1.55	2.30	1.45	0.62	1.46	1.83	1.69	2.60	2.81	2.42	2.69	2.08	2.17
CaO	0.01	0.03	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.03	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01
Na ₂ O	0.31	0.19	0.31	0.41	0.28	0.24	0.17	0.16	0.11	0.15	0.11	0.17	0.14
K ₂ O	10.34	10.34	10.33	10.49	10.32	10.44	10.65	10.46	10.41	10.53	10.69	10.39	10.61
Total	94.44	94.18	94.68	94.12	93.88	93.99	94.77	94.81	94.35	93.97	94.22	94.73	94.33
Si	3.224	3.347	3.183	3.115	3.230	3.249	3.281	3.368	3.367	3.318	3.352	3.317	3.291
Al(IV)	0.776	0.653	0.817	0.885	0.770	0.751	0.719	0.632	0.633	0.683	0.648	0.683	0.709
Al(VI)	1.715	1.609	1.725	1.867	1.740	1.675	1.696	1.479	1.484	1.550	1.504	1.554	1.576
Ti	0.012	0.012	0.011	0.003	0.006	0.011	0.007	0.082	0.084	0.073	0.082	0.075	0.065
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.167	0.194	0.184	0.093	0.150	0.183	0.163	0.207	0.179	0.160	0.160	0.193	0.173
Mn	0.000	0.000	0.002	0.002	0.001	0.001	0.000	0.001	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000
Mg	0.156	0.233	0.146	0.063	0.148	0.185	0.170	0.262	0.284	0.245	0.272	0.210	0.219
Σ VI	2.051	2.048	2.068	2.028	2.044	2.056	2.036	2.031	2.032	2.028	2.019	2.032	2.033
Ca	0.001	0.002	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002	0.002	0.000	0.001	0.000	0.001
Na	0.040	0.026	0.041	0.054	0.037	0.032	0.022	0.021	0.015	0.019	0.014	0.022	0.018
K	0.891	0.894	0.890	0.902	0.893	0.907	0.914	0.903	0.901	0.914	0.925	0.895	0.918
Σ XII	0.932	0.922	0.933	0.955	0.930	0.940	0.936	0.926	0.917	0.933	0.940	0.917	0.937
#mg	0.483	0.545	0.442	0.403	0.497	0.503	0.509	0.559	0.614	0.605	0.630	0.521	0.559

Apéndice III: Moscovitas.

Sigla/#	A-30/120	A-30/122	A-30/125	A-31/1	A-31/2	A-31/3	A-31/4	A-31/5	A-31/6	A-31/9	A-31/15	A-31/23	A-31/31
SiO ₂	48.87	49.34	47.53	47.37	46.91	45.68	45.76	45.87	45.58	47.37	47.27	47.60	46.94
TiO ₂	1.37	1.39	0.45	0.34	0.30	0.24	0.25	0.20	0.29	0.32	0.04	0.11	1.08
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.03
Al ₂ O ₃	27.98	27.98	29.58	30.04	31.03	35.26	35.28	35.43	34.76	30.32	29.55	29.30	29.75
FeO	2.77	2.97	3.25	3.64	3.50	1.13	1.26	1.13	1.50	3.77	4.52	5.17	3.56
MnO	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03
MgO	2.49	2.47	1.90	1.51	1.37	0.47	0.48	0.45	0.52	1.48	1.03	1.28	1.41
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Na ₂ O	0.13	0.12	0.22	0.22	0.26	0.47	0.50	0.51	0.40	0.17	0.15	0.16	0.15
K ₂ O	10.55	10.56	10.58	10.62	10.73	10.45	10.55	10.54	10.50	10.74	10.67	10.68	10.55
Total	94.16	94.83	93.54	93.74	94.12	93.70	94.10	94.13	93.58	94.21	93.25	94.35	93.51
Si	3.315	3.325	3.256	3.243	3.201	3.086	3.083	3.086	3.091	3.231	3.268	3.264	3.225
Al(IV)	0.685	0.676	0.744	0.757	0.800	0.914	0.917	0.914	0.909	0.769	0.732	0.736	0.775
Al(VI)	1.553	1.547	1.645	1.668	1.696	1.893	1.885	1.895	1.870	1.669	1.675	1.632	1.633
Ti	0.070	0.071	0.023	0.018	0.016	0.012	0.013	0.010	0.015	0.017	0.002	0.006	0.056
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002
Fe ²⁺	0.157	0.167	0.186	0.209	0.200	0.064	0.071	0.064	0.085	0.215	0.261	0.297	0.204
Mn	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002
Mg	0.252	0.248	0.194	0.154	0.140	0.047	0.048	0.046	0.053	0.151	0.106	0.131	0.144
Σ VI	2.032	2.033	2.050	2.049	2.052	2.017	2.018	2.014	2.024	2.053	2.046	2.068	2.041
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Na	0.018	0.016	0.030	0.030	0.034	0.062	0.065	0.066	0.053	0.023	0.020	0.021	0.020
K	0.913	0.908	0.924	0.928	0.934	0.901	0.907	0.905	0.909	0.935	0.941	0.934	0.924
Σ XII	0.930	0.924	0.954	0.957	0.968	0.962	0.972	0.971	0.961	0.958	0.961	0.955	0.945
#mg	0.616	0.597	0.510	0.425	0.412	0.425	0.404	0.417	0.382	0.412	0.288	0.306	0.414

Apéndice III: Moscovitas.

Sigla/#	A-31/32	A-31/38	A-31/39	A-31/41	A-31/54	A-31/55	A-31/59	A-31/60	A-31/61	A-31/62	A-31/64	A-31/65	A-31/72
SiO ₂	47.23	49.23	47.26	44.82	45.39	47.26	45.13	45.14	46.07	44.90	44.90	45.10	45.20
TiO ₂	0.40	0.10	0.34	1.26	0.57	0.49	0.12	0.05	0.10	0.03	0.32	0.23	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.03	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	30.03	26.64	29.57	29.12	33.39	30.26	33.92	35.46	32.41	35.88	34.55	35.24	35.88
FeO	3.67	5.28	3.62	6.13	2.27	3.26	2.53	1.43	2.80	1.04	1.99	1.78	1.04
MnO	0.02	0.03	0.00	0.05	0.01	0.05	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.04
MgO	1.46	1.37	1.48	1.61	0.73	1.46	0.88	0.56	1.18	0.48	0.62	0.56	0.48
CaO	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.15	0.04	0.14	0.19	0.29	0.17	0.42	0.51	0.25	0.56	0.42	0.47	0.56
K ₂ O	10.70	10.70	10.78	10.48	10.79	10.64	10.60	10.62	10.69	10.56	10.35	10.49	10.46
Total	93.67	93.40	93.19	93.71	93.46	93.60	93.63	93.77	93.54	93.47	93.16	93.89	93.66
Si	3.239	3.404	3.258	3.130	3.104	3.236	3.083	3.059	3.152	3.045	3.068	3.056	3.057
Al(IV)	0.761	0.596	0.742	0.870	0.896	0.765	0.917	0.941	0.848	0.955	0.932	0.944	0.943
Al(VI)	1.666	1.575	1.660	1.527	1.795	1.678	1.813	1.890	1.764	1.914	1.851	1.870	1.916
Ti	0.021	0.006	0.018	0.066	0.029	0.025	0.006	0.002	0.005	0.002	0.016	0.012	0.000
Cr	0.000	0.001	0.000	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000
Fe ²⁺	0.210	0.305	0.209	0.358	0.130	0.186	0.145	0.081	0.160	0.059	0.114	0.101	0.059
Mn	0.001	0.002	0.000	0.003	0.001	0.003	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002
Mg	0.149	0.142	0.152	0.168	0.075	0.149	0.090	0.056	0.121	0.049	0.063	0.057	0.048
Σ VI	2.048	2.030	2.039	2.123	2.031	2.042	2.055	2.030	2.051	2.025	2.045	2.041	2.025
Ca	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.020	0.005	0.019	0.026	0.039	0.022	0.056	0.068	0.034	0.074	0.056	0.062	0.074
K	0.936	0.944	0.948	0.934	0.942	0.929	0.924	0.918	0.933	0.914	0.902	0.907	0.902
Σ XII	0.956	0.949	0.967	0.962	0.980	0.952	0.980	0.986	0.968	0.988	0.958	0.969	0.976
#mg	0.415	0.317	0.422	0.319	0.365	0.445	0.383	0.409	0.430	0.453	0.358	0.359	0.451

Apéndice III: Moscovitas.

Sigla/#	A-31/73	A-31/74	A-31/78	A-31/79	A-31/81	A-31/82	A-31/106	A-31/107	A-31/115	A-31/117	A-54/52	A-54/53	A-54/54
SiO ₂	45.05	45.47	44.88	45.11	44.76	45.08	47.48	47.27	47.22	44.82	49.15	48.89	48.93
TiO ₂	0.04	0.04	0.02	0.06	0.02	0.05	0.12	0.13	1.15	0.12	0.14	0.13	0.13
Cr ₂ O ₃	0.01	0.03	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.10	0.01	0.01	0.01	0.03
Al ₂ O ₃	35.69	36.06	35.64	34.20	35.64	35.33	30.04	30.39	28.36	34.43	27.36	27.43	27.36
FeO	1.33	1.25	1.09	1.72	1.24	1.34	3.09	3.25	3.70	2.51	4.31	4.33	4.50
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.03	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01
MgO	0.52	0.53	0.54	0.93	0.60	0.70	1.58	1.44	2.15	0.91	2.25	2.20	2.16
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Na ₂ O	0.54	0.47	0.56	0.56	0.57	0.51	0.17	0.19	0.15	0.52	0.16	0.16	0.14
K ₂ O	10.63	10.19	10.51	10.46	10.55	10.69	10.80	10.82	10.79	10.46	10.58	10.66	10.66
Total	93.81	94.04	93.25	93.04	93.40	93.74	93.32	93.53	93.62	93.80	93.96	93.84	93.93
Si	3.050	3.058	3.052	3.086	3.043	3.057	3.259	3.241	3.251	3.056	3.363	3.353	3.355
Al(IV)	0.950	0.942	0.948	0.914	0.957	0.943	0.741	0.759	0.749	0.944	0.637	0.647	0.645
Al(VI)	1.899	1.916	1.908	1.843	1.899	1.881	1.689	1.696	1.553	1.822	1.569	1.571	1.567
Ti	0.002	0.002	0.001	0.003	0.001	0.003	0.006	0.007	0.059	0.006	0.008	0.007	0.007
Cr	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.001	0.002
Fe ²⁺	0.076	0.070	0.062	0.098	0.071	0.076	0.177	0.186	0.213	0.143	0.247	0.248	0.258
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001
Mg	0.053	0.053	0.055	0.095	0.061	0.070	0.161	0.147	0.221	0.093	0.230	0.225	0.221
Σ VI	2.029	2.042	2.026	2.039	2.033	2.032	2.035	2.038	2.052	2.065	2.053	2.054	2.055
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001
Na	0.071	0.061	0.074	0.074	0.075	0.068	0.023	0.026	0.020	0.069	0.022	0.021	0.019
K	0.918	0.875	0.912	0.913	0.915	0.925	0.946	0.947	0.948	0.909	0.923	0.932	0.933
Σ XII	0.989	0.935	0.986	0.987	0.990	0.993	0.969	0.973	0.968	0.979	0.945	0.954	0.952
#mg	0.411	0.429	0.468	0.490	0.462	0.481	0.476	0.442	0.509	0.393	0.482	0.476	0.461

Apéndice III: Moscovitas.

Sigla/#	A-55/15	A-55/17	A-55/18	A-55/19	A-56/3	A-56/5	A-56/10	A-56/13	A-56/14	A-57/42	A-57/43	A-57/46	A-57/47
SiO ₂	47.18	48.05	47.02	47.35	47.12	47.47	47.01	47.33	47.01	48.33	48.87	47.27	47.74
TiO ₂	0.33	0.30	0.33	0.31	0.32	0.33	0.28	0.37	0.27	0.30	0.39	0.33	0.41
Cr ₂ O ₃	0.04	0.03	0.04	0.05	0.07	0.02	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	33.77	33.34	33.98	33.03	32.99	32.64	32.99	32.75	33.77	33.95	33.54	33.98	34.30
FeO	1.04	0.97	1.06	1.04	2.18	2.10	2.61	1.73	1.57	1.11	1.26	1.38	1.20
MnO	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01	0.00	0.01
MgO	1.30	1.58	1.22	1.48	1.28	1.39	1.10	1.36	1.03	1.50	1.66	1.24	1.37
CaO	0.00	0.00	0.00	0.06	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02
Na ₂ O	1.42	1.33	1.39	1.32	1.32	1.19	1.06	1.31	1.57	1.56	1.37	1.47	1.74
K ₂ O	8.89	8.99	8.93	9.06	8.69	8.66	8.97	8.67	8.35	8.66	9.03	8.89	8.53
Total	93.98	94.61	93.97	93.70	93.99	93.83	94.04	93.52	93.61	95.44	96.15	94.57	95.32
Si	3.156	3.189	3.146	3.179	3.166	3.190	3.165	3.187	3.155	3.176	3.195	3.147	3.146
Al(IV)	0.845	0.811	0.854	0.821	0.834	0.810	0.835	0.813	0.845	0.824	0.805	0.853	0.854
Al(VI)	1.818	1.797	1.826	1.793	1.779	1.775	1.783	1.786	1.827	1.806	1.779	1.814	1.810
Ti	0.017	0.015	0.017	0.016	0.016	0.017	0.014	0.019	0.014	0.015	0.019	0.016	0.020
Cr	0.002	0.002	0.002	0.002	0.004	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.058	0.054	0.059	0.058	0.122	0.118	0.147	0.097	0.088	0.061	0.069	0.077	0.066
Mn	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002	0.001	0.000	0.001
Mg	0.129	0.156	0.121	0.148	0.129	0.139	0.111	0.136	0.103	0.147	0.161	0.123	0.134
Σ VI	2.025	2.025	2.025	2.018	2.050	2.051	2.056	2.038	2.034	2.031	2.030	2.031	2.031
Ca	0.000	0.000	0.000	0.005	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002
Na	0.185	0.171	0.181	0.172	0.171	0.155	0.138	0.171	0.204	0.199	0.173	0.190	0.222
K	0.759	0.762	0.763	0.776	0.745	0.742	0.770	0.745	0.715	0.726	0.753	0.755	0.717
Σ XII	0.943	0.933	0.944	0.953	0.918	0.898	0.909	0.916	0.920	0.925	0.928	0.945	0.941
#mg	0.689	0.744	0.672	0.717	0.513	0.541	0.430	0.583	0.539	0.706	0.700	0.615	0.670

Apéndice III: Moscovitas.

Sigla/#	A-57/50	A-57/51	A-57/52	A-57/59	A-57/62	A-57/63	A-57/65	A-64/24	A-64/25	A-69/4	A-69/9	A-69/10	A-69/11
SiO ₂	46.38	46.23	48.38	47.70	46.88	48.41	47.71	47.41	47.17	48.01	48.08	48.42	47.35
TiO ₂	0.08	0.11	0.35	0.38	0.34	0.32	0.30	0.36	0.33	0.53	0.52	0.56	0.52
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	39.62	39.92	33.01	34.53	35.12	32.77	33.18	27.66	27.50	31.16	30.70	30.72	31.32
FeO	0.33	0.22	1.22	1.14	1.14	1.21	1.20	6.11	6.24	2.98	2.87	2.88	3.06
MnO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.06	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00
MgO	0.11	0.09	1.65	1.21	0.98	1.81	1.56	1.31	1.31	1.61	1.55	1.75	1.54
CaO	0.63	0.60	0.00	0.03	0.19	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Na ₂ O	6.73	6.65	1.24	1.89	2.35	1.24	1.34	0.22	0.18	0.47	0.30	0.43	0.43
K ₂ O	1.27	1.19	9.13	8.44	7.37	9.00	9.10	10.56	10.56	10.16	9.99	10.27	10.34
Total	95.15	95.01	94.98	95.33	94.37	94.80	94.39	93.72	93.30	94.92	94.02	95.07	94.56
Si	2.977	2.968	3.203	3.142	3.107	3.209	3.182	3.293	3.294	3.225	3.253	3.247	3.201
Al(IV)	1.023	1.032	0.797	0.858	0.893	0.791	0.818	0.707	0.706	0.775	0.747	0.753	0.799
Al(VI)	1.974	1.988	1.779	1.822	1.851	1.770	1.789	1.557	1.557	1.693	1.701	1.676	1.696
Ti	0.004	0.005	0.018	0.019	0.017	0.016	0.015	0.019	0.018	0.027	0.027	0.028	0.026
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.018	0.012	0.067	0.063	0.063	0.067	0.067	0.355	0.364	0.168	0.162	0.162	0.173
Mn	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.004	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000
Mg	0.010	0.008	0.163	0.119	0.097	0.179	0.155	0.136	0.136	0.161	0.156	0.175	0.155
Σ VI	2.006	2.013	2.027	2.023	2.028	2.034	2.026	2.072	2.075	2.049	2.046	2.043	2.051
Ca	0.043	0.041	0.000	0.002	0.013	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Na	0.838	0.828	0.160	0.241	0.303	0.159	0.173	0.029	0.024	0.061	0.039	0.056	0.056
K	0.104	0.098	0.771	0.709	0.624	0.761	0.775	0.936	0.941	0.870	0.862	0.878	0.892
Σ XII	0.985	0.967	0.931	0.952	0.939	0.921	0.948	0.965	0.965	0.932	0.902	0.934	0.948
#mg	0.365	0.408	0.707	0.655	0.605	0.727	0.698	0.277	0.272	0.490	0.490	0.520	0.473

Apéndice III: Moscovitas.

Sigla/#	A-69/12	A-69/24	A-69/25	A-69/26	A-81/4	A-81/6	A-81/8	A-81/10	A-81/12	A-81/13	A-81/14	A-81/17	A-81/20
SiO ₂	47.53	47.89	48.25	47.62	48.33	49.08	48.22	47.44	47.71	47.89	47.45	47.58	49.06
TiO ₂	0.50	0.54	0.54	0.34	1.39	0.86	0.95	0.90	0.90	0.93	0.12	0.20	0.94
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	31.64	31.37	30.47	31.38	28.04	27.44	30.09	30.39	29.83	30.01	31.54	30.68	27.88
FeO	2.68	2.72	2.78	2.51	3.48	3.41	2.94	2.94	3.57	3.31	3.37	3.98	3.67
MnO	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.03	0.04	0.04
MgO	1.46	1.57	1.85	1.75	2.25	2.12	1.72	1.73	1.87	1.86	1.26	1.43	2.15
CaO	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.07	0.06	0.01	0.00	0.01
Na ₂ O	0.45	0.46	0.54	0.75	0.16	0.10	0.28	0.39	0.31	0.35	0.19	0.17	0.14
K ₂ O	10.25	9.48	10.12	10.02	10.31	10.64	10.33	10.24	10.23	10.49	10.52	10.47	10.43
Total	94.52	94.07	94.56	94.37	93.96	93.66	94.53	94.03	94.53	94.92	94.49	94.55	94.32
Si	3.205	3.228	3.251	3.213	3.295	3.356	3.255	3.223	3.235	3.234	3.213	3.230	3.333
Al(IV)	0.795	0.772	0.749	0.787	0.705	0.644	0.745	0.777	0.765	0.766	0.787	0.770	0.667
Al(VI)	1.719	1.720	1.671	1.708	1.549	1.568	1.649	1.657	1.619	1.622	1.730	1.685	1.565
Ti	0.025	0.027	0.028	0.017	0.071	0.044	0.048	0.046	0.046	0.047	0.006	0.011	0.048
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.151	0.153	0.157	0.141	0.199	0.195	0.166	0.167	0.203	0.187	0.191	0.226	0.208
Mn	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.001	0.002	0.002
Mg	0.147	0.158	0.186	0.176	0.229	0.217	0.173	0.175	0.189	0.187	0.127	0.145	0.218
Σ VI	2.042	2.060	2.041	2.042	2.048	2.024	2.037	2.045	2.059	2.045	2.056	2.068	2.042
Ca	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.005	0.005	0.001	0.000	0.001
Na	0.059	0.060	0.071	0.098	0.022	0.013	0.037	0.051	0.041	0.046	0.024	0.022	0.018
K	0.882	0.815	0.870	0.862	0.897	0.928	0.889	0.888	0.885	0.904	0.909	0.906	0.904
Σ XII	0.942	0.876	0.941	0.960	0.919	0.941	0.926	0.939	0.931	0.954	0.934	0.928	0.922
#mg	0.493	0.508	0.542	0.554	0.535	0.526	0.510	0.512	0.483	0.501	0.399	0.391	0.511

Apéndice III: Moscovitas.

Sigla/#	A-81/21	A-81/23	A-81/27	A-81/28	C-14/140	C-14/141	C-14/143	C-14/144	C-14/150	C-14/152	C-14/154	C-14/157	C-14/159
SiO ₂	48.45	47.56	48.65	49.10	48.90	48.57	48.51	49.40	49.38	48.51	48.63	48.98	48.66
TiO ₂	1.44	0.17	1.15	1.11	0.42	0.39	0.56	0.41	0.38	0.42	0.43	0.38	0.41
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	27.51	30.40	27.70	27.01	26.29	26.18	25.94	26.00	26.33	26.48	26.04	26.46	26.35
FeO	3.66	3.48	3.60	3.76	7.09	7.02	7.08	7.25	6.87	7.15	7.10	6.93	6.84
MnO	0.01	0.04	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.02	0.01	0.01	0.04	0.04	0.02
MgO	2.16	1.59	2.07	2.36	0.89	0.93	0.92	0.93	0.93	0.89	0.90	0.93	0.89
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.03	0.00	0.05	0.00	0.04	0.02	0.01
Na ₂ O	0.18	0.17	0.12	0.16	0.12	0.10	0.15	0.10	0.11	0.14	0.16	0.10	0.09
K ₂ O	10.29	10.51	10.53	10.46	10.58	10.53	10.20	10.57	10.16	10.25	10.47	10.59	10.49
Total	93.70	93.92	93.82	93.96	94.34	93.77	93.39	94.68	94.22	93.85	93.81	94.43	93.76
Si	3.316	3.243	3.326	3.353	3.382	3.379	3.384	3.403	3.402	3.367	3.383	3.380	3.380
Al(IV)	0.684	0.757	0.674	0.647	0.618	0.621	0.616	0.597	0.598	0.633	0.617	0.620	0.620
Al(VI)	1.534	1.686	1.557	1.526	1.524	1.526	1.516	1.514	1.540	1.534	1.518	1.532	1.537
Ti	0.074	0.009	0.059	0.057	0.022	0.021	0.029	0.021	0.020	0.022	0.023	0.020	0.021
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.210	0.199	0.206	0.215	0.410	0.408	0.413	0.418	0.396	0.415	0.413	0.400	0.397
Mn	0.001	0.002	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001
Mg	0.221	0.162	0.211	0.240	0.091	0.096	0.095	0.095	0.096	0.092	0.093	0.096	0.092
Σ VI	2.039	2.057	2.033	2.038	2.049	2.052	2.054	2.049	2.052	2.064	2.049	2.050	2.049
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.002	0.000	0.004	0.000	0.003	0.001	0.001
Na	0.024	0.023	0.015	0.021	0.015	0.014	0.021	0.014	0.015	0.019	0.022	0.013	0.012
K	0.898	0.915	0.918	0.911	0.933	0.934	0.907	0.929	0.893	0.908	0.930	0.933	0.929
Σ XII	0.923	0.937	0.934	0.932	0.950	0.949	0.931	0.942	0.912	0.927	0.954	0.947	0.942
#mg	0.513	0.449	0.506	0.528	0.182	0.190	0.188	0.186	0.194	0.182	0.184	0.193	0.188

Apéndice III: Moscovitas.

Sigla/#	C-14/160	C-14/165	C-14/166	C-14/167	C-15/11	C-15/12	C-15/13	C-15/22	C-15/23	C-15/24	C-15/25	C-15/26	C-15/27
SiO ₂	48.09	48.44	48.77	48.88	48.19	48.10	47.59	47.66	47.45	47.98	47.92	47.65	47.95
TiO ₂	0.42	0.47	0.35	0.39	0.49	0.47	0.61	0.53	0.52	0.52	0.54	0.56	0.58
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	26.49	26.37	26.02	25.92	27.37	27.16	27.42	27.69	27.63	27.38	27.32	27.40	27.51
FeO	7.15	7.03	6.97	7.22	6.29	6.30	6.65	6.49	6.63	6.20	6.14	6.82	6.28
MnO	0.04	0.03	0.03	0.00	0.12	0.06	0.11	0.13	0.09	0.10	0.11	0.09	0.11
MgO	0.86	0.92	0.96	0.92	0.43	0.43	0.49	0.47	0.46	0.46	0.46	0.48	0.48
CaO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Na ₂ O	0.13	0.14	0.07	0.11	0.24	0.13	0.13	0.15	0.19	0.17	0.16	0.15	0.20
K ₂ O	10.50	10.53	10.62	10.54	10.40	10.60	10.44	10.50	10.46	10.46	10.48	10.34	10.39
Total	93.68	93.93	93.81	93.98	93.53	93.25	93.45	93.63	93.44	93.27	93.13	93.49	93.51
Si	3.353	3.365	3.391	3.394	3.347	3.354	3.318	3.315	3.310	3.342	3.343	3.346	3.353
Al(IV)	0.647	0.635	0.610	0.606	0.653	0.646	0.682	0.685	0.690	0.659	0.657	0.654	0.647
Al(VI)	1.530	1.524	1.523	1.516	1.587	1.585	1.572	1.584	1.581	1.589	1.588	1.577	1.580
Ti	0.022	0.025	0.018	0.021	0.026	0.025	0.032	0.028	0.027	0.028	0.028	0.030	0.026
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.417	0.409	0.406	0.419	0.365	0.368	0.388	0.378	0.387	0.361	0.358	0.372	0.368
Mn	0.002	0.002	0.002	0.000	0.007	0.004	0.006	0.008	0.005	0.006	0.007	0.005	0.007
Mg	0.089	0.096	0.100	0.095	0.045	0.045	0.051	0.049	0.047	0.048	0.048	0.050	0.050
Σ VI	2.061	2.055	2.048	2.051	2.030	2.026	2.050	2.046	2.048	2.032	2.029	2.034	2.030
Ca	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001
Na	0.018	0.019	0.009	0.015	0.033	0.018	0.018	0.020	0.026	0.023	0.021	0.020	0.027
K	0.934	0.934	0.942	0.934	0.921	0.942	0.928	0.932	0.931	0.929	0.932	0.928	0.927
Σ XII	0.952	0.952	0.953	0.949	0.954	0.960	0.947	0.953	0.958	0.952	0.953	0.948	0.955
#mg	0.176	0.190	0.197	0.185	0.109	0.108	0.117	0.115	0.109	0.118	0.119	0.119	0.120

Apéndice III: Moscovitas.

Sigla/#	C-22/31	C-22/33	C-28/74	C-28/87	C-28/90	C-28/92	C-28/94	C-28/169	C-28/170	C-28/178	C-28/179	C-34/24	C-34/27
SiO ₂	47.81	47.35	45.94	46.30	46.54	46.25	47.53	45.28	46.89	46.26	47.60	49.93	50.40
TiO ₂	1.02	0.98	2.01	0.51	0.45	0.43	0.25	0.72	0.34	0.12	0.34	0.66	0.91
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	25.97	26.08	25.34	28.86	29.18	29.00	28.72	24.57	28.12	27.35	28.36	27.32	26.87
FeO	7.64	7.83	7.15	5.01	4.84	4.73	4.13	7.29	4.52	5.24	3.33	2.82	2.89
MnO	0.17	0.22	0.02	0.03	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.60	0.56	2.27	2.60	2.51	2.60	2.16	5.41	3.75	3.91	3.33	3.04	3.12
CaO	0.08	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Na ₂ O	0.16	0.14	0.14	0.24	0.36	0.24	0.19	0.17	0.34	0.25	0.27	0.57	0.49
K ₂ O	9.86	10.22	10.29	10.36	10.09	10.47	10.57	10.34	10.41	10.52	10.71	10.01	10.15
Total	93.31	93.40	93.17	93.91	93.98	93.72	93.58	93.79	94.37	93.65	93.94	94.35	94.85
Si	3.349	3.339	3.244	3.197	3.201	3.196	3.271	3.192	3.216	3.216	3.258	3.370	3.387
Al(IV)	0.651	0.661	0.756	0.803	0.799	0.804	0.729	0.808	0.784	0.784	0.742	0.630	0.613
Al(VI)	1.500	1.491	1.353	1.545	1.567	1.559	1.600	1.234	1.490	1.457	1.546	1.543	1.514
Ti	0.054	0.052	0.107	0.027	0.023	0.022	0.013	0.038	0.018	0.006	0.018	0.034	0.046
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.439	0.452	0.422	0.290	0.278	0.274	0.238	0.430	0.259	0.305	0.191	0.159	0.162
Mn	0.010	0.013	0.001	0.002	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.063	0.060	0.238	0.268	0.258	0.268	0.222	0.569	0.384	0.405	0.340	0.306	0.313
Σ VI	2.066	2.069	2.121	2.131	2.127	2.123	2.074	2.270	2.151	2.173	2.094	2.041	2.035
Ca	0.006	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Na	0.022	0.019	0.019	0.032	0.048	0.032	0.025	0.024	0.045	0.034	0.036	0.075	0.064
K	0.878	0.905	0.927	0.912	0.885	0.923	0.928	0.930	0.911	0.933	0.935	0.862	0.870
Σ XII	0.906	0.925	0.946	0.944	0.933	0.955	0.953	0.955	0.956	0.967	0.972	0.937	0.935
#mg	0.126	0.116	0.361	0.481	0.481	0.495	0.483	0.570	0.597	0.570	0.640	0.658	0.659

Apéndice III: Moscovitas.

Sigla/#	C-51/56	C-51/58	C-52/26	C-52/30	C-52/33	C-53/2	C-53/10	C-53/13	C-53/16	C-53/17	C-53/21	C-66/47	C-66/49
SiO ₂	48.88	48.25	50.22	51.08	50.06	48.40	48.06	47.69	47.88	47.83	48.12	48.16	48.15
TiO ₂	0.48	0.44	0.23	0.24	0.19	0.33	0.39	0.23	0.42	0.43	0.42	0.58	0.67
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	29.47	30.39	26.38	26.64	26.22	32.39	32.56	32.92	32.50	32.49	32.43	26.48	26.94
FeO	2.99	2.86	6.30	6.23	6.36	0.99	1.10	1.05	1.01	1.15	1.04	6.79	7.04
MnO	0.00	0.02	0.01	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.01
MgO	2.41	2.14	1.47	1.61	1.52	1.95	1.89	1.61	1.88	1.85	1.97	1.02	0.98
CaO	0.05	0.01	0.26	0.26	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03
Na ₂ O	1.00	1.01	0.12	0.25	0.09	1.26	1.19	1.27	1.27	1.25	1.19	0.12	0.12
K ₂ O	9.25	9.44	8.60	7.16	8.41	8.84	8.81	8.98	8.67	8.72	8.72	10.47	10.46
Total	94.53	94.56	93.59	93.50	93.16	94.16	94.00	93.75	93.64	93.72	93.92	93.65	94.40
Si	3.286	3.246	3.436	3.461	3.439	3.224	3.208	3.196	3.206	3.204	3.213	3.352	3.329
Al(IV)	0.714	0.754	0.564	0.539	0.561	0.776	0.792	0.804	0.794	0.796	0.787	0.648	0.671
Al(VI)	1.622	1.656	1.564	1.589	1.562	1.766	1.770	1.796	1.771	1.768	1.765	1.525	1.523
Ti	0.025	0.023	0.012	0.012	0.010	0.017	0.020	0.012	0.021	0.022	0.021	0.030	0.035
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.168	0.161	0.360	0.353	0.365	0.055	0.061	0.059	0.057	0.064	0.058	0.395	0.407
Mn	0.000	0.001	0.001	0.002	0.003	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001
Mg	0.241	0.214	0.150	0.162	0.156	0.194	0.188	0.161	0.187	0.185	0.196	0.106	0.101
Σ VI	2.056	2.055	2.086	2.118	2.096	2.032	2.039	2.027	2.037	2.039	2.041	2.056	2.067
Ca	0.003	0.001	0.019	0.019	0.020	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.003
Na	0.130	0.132	0.016	0.033	0.012	0.162	0.154	0.165	0.165	0.162	0.154	0.016	0.017
K	0.793	0.810	0.751	0.619	0.737	0.751	0.750	0.767	0.741	0.745	0.743	0.930	0.923
Σ XII	0.927	0.943	0.786	0.670	0.769	0.913	0.904	0.933	0.906	0.907	0.897	0.948	0.942
#mg	0.589	0.572	0.294	0.315	0.299	0.778	0.755	0.732	0.768	0.742	0.772	0.211	0.199

Apéndice III: Moscovitas.

Sigla/#	C-66/51	C-66/57	C-66/60	C-66/65	C-75/38	C-75/40	C-75/41	C-75/42	C-76/350	C-76/360	C-76/362
SiO ₂	47.33	48.83	47.84	48.51	48.31	47.99	48.14	47.63	49.75	49.16	49.21
TiO ₂	0.87	0.55	0.93	0.40	0.53	0.41	0.50	0.47	0.73	0.94	0.93
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Al ₂ O ₃	26.71	26.56	26.84	25.94	29.45	30.20	29.66	30.16	27.53	27.93	28.25
FeO	6.51	6.72	6.54	7.05	3.17	2.84	2.97	3.03	3.01	2.88	2.39
MnO	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04
MgO	0.92	0.99	0.90	1.01	2.13	1.92	2.13	1.98	2.70	2.47	2.47
CaO	0.00	0.08	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Na ₂ O	0.15	0.12	0.15	0.10	0.51	0.44	0.47	0.50	0.78	0.75	0.74
K ₂ O	10.46	9.77	10.46	10.13	9.91	9.92	10.01	10.01	9.64	9.74	9.80
Total	93.06	93.64	93.67	93.24	94.01	93.73	93.88	93.79	94.15	93.91	93.85
Si	3.320	3.378	3.327	3.382	3.278	3.259	3.270	3.241	3.363	3.334	3.332
Al(IV)	0.680	0.622	0.673	0.618	0.722	0.741	0.730	0.759	0.637	0.666	0.668
Al(VI)	1.527	1.543	1.527	1.519	1.633	1.676	1.644	1.660	1.556	1.568	1.586
Ti	0.046	0.028	0.049	0.021	0.027	0.021	0.026	0.024	0.037	0.048	0.047
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Fe ²⁺	0.382	0.389	0.380	0.414	0.180	0.161	0.169	0.173	0.170	0.164	0.135
Mn	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.003
Mg	0.096	0.102	0.094	0.106	0.216	0.195	0.215	0.200	0.272	0.250	0.249
Σ VI	2.052	2.063	2.050	2.061	2.055	2.053	2.054	2.057	2.036	2.031	2.021
Ca	0.000	0.006	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
Na	0.020	0.015	0.020	0.014	0.068	0.058	0.062	0.066	0.102	0.098	0.098
K	0.936	0.863	0.928	0.907	0.858	0.860	0.867	0.869	0.831	0.843	0.846
Σ XII	0.957	0.884	0.948	0.927	0.926	0.918	0.929	0.936	0.934	0.941	0.944
#mg	0.201	0.208	0.198	0.204	0.545	0.547	0.561	0.537	0.615	0.604	0.648

Apéndice III: Piroxenos.

Sigla/#	A-90/35	A-90/36	A-90/38	A-90/39	C-34/14	C-34/20	C-34/30	C-34/33	C-34/34	C-34/37	C-36/1	C-36/2	C-36/5	C-36/6	C-36/11
SiO ₂	54.00	53.65	53.58	54.00	55.69	55.14	55.09	55.13	54.88	55.37	56.12	56.31	56.63	56.19	56.23
TiO ₂	0.00	0.01	0.01	0.02	0.14	0.15	0.15	0.16	0.17	0.14	0.12	0.09	0.11	0.12	0.08
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.32	0.32	0.40	0.40	11.07	10.07	10.02	10.28	10.02	10.26	10.72	9.91	12.19	11.12	10.45
Fe ₂ O ₃	0.16	0.23	0.12	0.06	3.02	3.29	2.99	2.50	3.79	2.84	0.00	1.30	0.42	0.59	0.38
FeO	9.57	9.72	9.65	9.47	5.85	6.56	6.92	6.86	6.24	6.59	6.13	6.31	6.16	6.66	6.45
MnO	0.37	0.38	0.45	0.41	0.01	0.07	0.03	0.07	0.02	0.04	0.04	0.03	0.01	0.03	0.02
MgO	12.31	12.33	12.24	12.34	5.53	5.86	5.87	5.89	5.77	5.82	7.47	7.28	6.05	6.32	7.34
CaO	24.15	23.96	24.27	24.22	10.88	11.46	11.63	11.80	11.37	11.60	13.68	13.09	11.49	12.14	13.50
Na ₂ O	0.25	0.27	0.28	0.25	7.79	7.28	7.13	7.09	7.43	7.22	6.29	6.46	7.47	6.90	6.44
K ₂ O	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Total	101.14	100.88	101.00	101.18	99.99	99.88	99.83	99.80	99.69	99.90	100.57	100.79	100.54	100.07	100.89
Si	2.006	2.001	1.997	2.004	2.002	1.998	1.998	1.998	1.993	2.002	1.999	2.009	2.008	2.012	2.002
Ti	0.000	0.000	0.000	0.001	0.004	0.004	0.004	0.004	0.005	0.004	0.003	0.002	0.003	0.003	0.002
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.014	0.014	0.018	0.018	0.469	0.430	0.428	0.439	0.429	0.437	0.450	0.417	0.509	0.469	0.439
Fe ³⁺	0.005	0.006	0.003	0.002	0.082	0.090	0.082	0.068	0.104	0.077	0.000	0.035	0.011	0.016	0.010
Fe ²⁺	0.297	0.303	0.301	0.294	0.176	0.199	0.210	0.208	0.190	0.199	0.183	0.188	0.183	0.200	0.192
Mn	0.012	0.012	0.014	0.013	0.000	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001
Mg	0.682	0.685	0.680	0.682	0.296	0.317	0.318	0.318	0.312	0.314	0.397	0.387	0.320	0.337	0.390
Ca	0.961	0.957	0.969	0.963	0.419	0.445	0.452	0.458	0.443	0.449	0.522	0.500	0.437	0.466	0.515
Na	0.018	0.020	0.021	0.018	0.543	0.511	0.502	0.498	0.523	0.506	0.435	0.447	0.514	0.479	0.445
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Σ cat.	3.994	3.999	4.003	3.994	3.991	3.994	3.994	3.994	3.998	3.991	3.990	3.987	3.986	3.982	3.994
Wo	48.9	48.5	49.1	49.1	21.4	22.7	22.9	23.3	22.5	22.9	26.9	25.6	22.3	23.9	26.0
En	34.3	34.3	33.9	34.3	14.9	15.9	16.0	16.0	15.6	15.8	20.0	19.6	16.2	17.2	19.6
Fs	14.9	15.2	15.0	14.8	8.9	10.0	10.6	10.5	9.5	10.1	9.2	9.5	9.3	10.2	9.7
Acm	0.5	0.6	0.3	0.2	8.2	9.0	8.2	6.9	10.4	7.8	0.0	3.5	1.1	1.6	1.0
Jd	1.4	1.4	1.7	1.6	46.6	42.4	42.3	43.3	42.0	43.4	43.9	41.8	51.1	47.1	43.7

Apéndice III: Piroxenos.

Sigla/#	C-36/50	C-36/52	C-36/55	C-36/57	C-36/59	C-36/64	C-36/65	C-36/94	C-36/95	C-36/98	C-36/101	C-36/102	C-36/107	C-36/108	C-76/352
SiO2	55.73	55.60	55.33	55.33	55.92	55.82	55.91	56.05	56.04	55.81	55.25	55.46	55.83	55.80	55.51
TiO2	0.13	0.08	0.11	0.06	0.11	0.08	0.11	0.09	0.10	0.10	0.11	0.11	0.09	0.10	0.08
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
Al2O3	10.78	11.19	10.48	9.73	11.30	10.53	10.96	11.62	11.30	11.30	10.73	10.97	11.54	10.80	10.24
Fe2O3	0.57	0.51	0.75	0.97	0.37	0.80	0.61	1.14	0.94	0.49	0.00	0.43	0.89	0.82	1.42
FeO	6.07	6.00	6.62	6.46	6.33	4.99	5.60	5.08	5.33	5.53	5.94	5.79	5.43	5.72	4.46
MnO	0.06	0.00	0.03	0.00	0.05	0.06	0.01	0.02	0.03	0.00	0.02	0.03	0.01	0.00	0.02
MgO	6.90	6.75	6.94	7.27	6.73	7.64	7.08	6.62	6.70	6.78	7.28	7.09	6.75	6.95	7.32
CaO	12.73	12.58	13.06	13.89	12.54	13.30	12.70	11.84	12.10	12.27	13.30	12.72	12.14	12.61	13.82
Na2O	6.67	6.93	6.57	6.24	6.92	6.64	6.81	7.43	7.16	6.98	6.34	6.75	7.29	6.81	6.72
K2O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.65	99.64	99.89	99.95	100.28	99.86	99.80	99.90	99.70	99.26	98.97	99.35	99.97	99.61	99.62
Si	2.004	1.998	1.994	1.997	1.998	1.999	2.003	2.001	2.006	2.006	1.999	1.998	1.995	2.004	1.996
Ti	0.004	0.002	0.003	0.002	0.003	0.002	0.003	0.002	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.002
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Al	0.457	0.474	0.445	0.414	0.476	0.444	0.463	0.489	0.477	0.479	0.457	0.466	0.486	0.457	0.434
Fe3+	0.016	0.014	0.020	0.026	0.010	0.022	0.017	0.031	0.025	0.013	0.000	0.012	0.024	0.022	0.039
Fe2+	0.183	0.180	0.200	0.195	0.189	0.149	0.168	0.152	0.159	0.166	0.180	0.174	0.162	0.172	0.134
Mn	0.002	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001
Mg	0.370	0.361	0.373	0.391	0.359	0.408	0.378	0.352	0.357	0.363	0.393	0.380	0.359	0.372	0.393
Ca	0.491	0.485	0.504	0.537	0.480	0.510	0.487	0.453	0.464	0.472	0.515	0.491	0.465	0.485	0.533
Na	0.465	0.483	0.459	0.437	0.480	0.461	0.473	0.514	0.497	0.486	0.445	0.471	0.505	0.474	0.469
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Σ cat.	3.989	3.997	4.000	4.000	3.996	3.997	3.991	3.994	3.989	3.989	3.992	3.996	4.000	3.990	4.000
Wo	25.1	24.4	25.4	27.0	24.3	25.7	24.6	22.9	23.5	24.0	26.3	24.8	23.4	24.6	26.8
En	18.7	18.1	18.7	19.6	18.0	20.5	19.1	17.7	18.1	18.4	19.8	19.1	18.0	18.8	19.6
Fs	9.2	9.0	10.0	9.7	9.5	7.5	8.5	7.6	8.1	8.4	9.1	8.8	8.1	8.7	6.7
Acm	1.6	1.4	2.0	2.6	1.0	2.2	1.7	3.1	2.6	1.3	0.0	1.2	2.4	2.2	3.9
Jd	45.4	47.1	43.9	41.1	47.2	44.1	46.1	48.7	47.7	47.9	44.8	46.1	48.1	45.7	43.0

Apéndice III: Piroxenos.

Sigla/#	C-76/358	C-76/365	C-76/367	C-76/374	C-76/376	C-76/377	C-76/378	C-90/121	C-90/125	C-90/127	C-90/129	C-90/137	C-90/140	C-90/141	C-90/142
SiO ₂	56.14	55.48	55.86	55.43	55.77	55.92	55.94	50.14	50.30	50.06	50.55	50.61	50.55	50.65	50.80
TiO ₂	0.10	0.15	0.13	0.15	0.14	0.06	0.12	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02
Cr ₂ O ₃	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03
Al ₂ O ₃	10.70	10.38	10.44	10.13	10.73	10.50	10.82	0.44	0.45	0.40	0.45	0.51	0.52	0.52	0.60
Fe ₂ O ₃	1.40	2.62	2.12	3.05	2.20	1.52	1.26	0.34	0.38	0.37	0.41	0.37	0.23	0.77	1.00
FeO	4.90	4.58	5.93	5.30	4.79	5.29	4.69	17.19	16.76	17.54	16.04	15.75	15.60	15.82	15.21
MnO	0.02	0.06	0.03	0.05	0.04	0.00	0.01	0.44	0.40	0.48	0.22	0.13	0.09	0.05	0.05
MgO	7.01	6.70	6.11	6.25	6.40	6.54	6.98	7.65	7.71	7.47	8.13	8.72	8.63	8.44	8.69
CaO	13.12	12.77	12.37	12.28	12.35	12.69	13.05	22.94	22.67	22.71	22.96	23.09	23.02	22.76	22.79
Na ₂ O	6.96	7.21	7.08	7.22	7.26	6.93	6.98	0.39	0.40	0.38	0.42	0.44	0.41	0.61	0.74
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Total	100.35	99.98	100.09	99.87	99.69	99.45	99.85	99.55	99.11	99.42	99.21	99.65	99.05	99.63	99.94

Si	2.001	1.993	2.007	1.999	2.003	2.013	2.002	1.972	1.980	1.974	1.981	1.972	1.978	1.974	1.970
Ti	0.003	0.004	0.004	0.004	0.004	0.002	0.003	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001
Cr	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Al	0.449	0.439	0.442	0.430	0.454	0.446	0.456	0.020	0.021	0.019	0.021	0.023	0.024	0.024	0.027
Fe ³⁺	0.038	0.071	0.057	0.083	0.060	0.041	0.034	0.010	0.011	0.011	0.012	0.011	0.007	0.023	0.029
Fe ²⁺	0.146	0.138	0.178	0.160	0.144	0.159	0.140	0.565	0.552	0.579	0.526	0.513	0.511	0.516	0.493
Mn	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	0.000	0.000	0.015	0.013	0.016	0.007	0.004	0.003	0.002	0.002
Mg	0.373	0.359	0.327	0.336	0.343	0.351	0.372	0.448	0.452	0.439	0.475	0.506	0.503	0.490	0.502
Ca	0.501	0.491	0.476	0.475	0.475	0.489	0.500	0.967	0.956	0.959	0.964	0.964	0.965	0.950	0.947
Na	0.481	0.502	0.493	0.505	0.506	0.484	0.484	0.030	0.031	0.029	0.032	0.033	0.031	0.046	0.055
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Σ cat.	3.993	3.999	3.986	3.993	3.989	3.984	3.992	4.028	4.018	4.025	4.018	4.027	4.022	4.026	4.028

Wo	25.3	24.8	24.4	24.3	24.3	24.9	25.3	47.8	47.7	47.6	47.7	47.2	47.3	46.5	46.2
En	18.8	18.0	16.6	16.9	17.3	17.8	18.8	21.8	22.2	21.4	23.3	24.6	24.6	23.9	24.4
Fs	7.4	6.9	9.0	8.0	7.3	8.1	7.1	27.5	27.1	28.2	25.8	25.0	25.0	25.1	24.0
Acm	3.8	7.2	5.9	8.3	6.0	4.2	3.4	1.0	1.1	1.1	1.2	1.1	0.7	2.2	2.9
Jd	44.7	43.1	44.1	42.5	45.1	45.0	45.4	1.9	1.9	1.7	2.0	2.1	2.4	2.3	2.5

Apéndice III: Piroxenos.

Sigla/#	C-95/77	C-95/82	C-95/84	C-95/85
SiO ₂	50.82	50.71	51.14	51.18
TiO ₂	0.02	0.01	0.01	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.77	0.70	0.60	0.69
Fe ₂ O ₃	0.80	0.83	0.85	1.10
FeO	18.34	17.83	17.39	17.63
MnO	0.18	0.17	0.21	0.15
MgO	6.76	7.02	7.41	6.98
CaO	22.34	22.55	22.72	22.30
Na ₂ O	0.75	0.74	0.68	0.84
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.01
Total	100.79	100.56	101.01	100.88

Si	1.978	1.975	1.979	1.983
Ti	0.001	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.035	0.032	0.027	0.032
Fe ³⁺	0.024	0.024	0.025	0.032
Fe ²⁺	0.597	0.581	0.563	0.571
Mn	0.006	0.005	0.007	0.005
Mg	0.392	0.408	0.427	0.403
Ca	0.931	0.941	0.942	0.926
Na	0.057	0.056	0.051	0.063
K	0.001	0.000	0.000	0.001
Σ cat.	4.021	4.024	4.021	4.017

Wo	46.0	46.2	46.5	45.8
En	19.2	19.9	20.9	19.8
Fs	29.2	28.4	27.6	28.1
Acm	2.3	2.4	2.4	3.2
Jd	3.3	3.1	2.6	3.1

Apéndice III: Titanitas.

Sigla/#	A-31/33	A-31/34	A-31/35	A-54/41	A-54/42	C-63/45	C-63/51	C-63/64	C-63/67	C-63/69	C-63/94	C-63/95	C-63/105	C-90/118
SiO ₂	30.09	30.20	31.76	30.46	30.66	30.67	30.44	30.62	30.82	30.41	30.60	30.88	30.54	29.57
TiO ₂	38.20	37.49	33.29	35.20	33.80	38.83	37.70	36.90	36.96	37.12	34.31	33.11	36.59	34.20
Cr ₂ O ₃	0.01	0.03	0.00	0.05	0.02	0.02	0.03	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00
Al ₂ O ₃	1.93	2.31	5.98	2.17	3.94	1.39	2.08	2.63	2.41	2.49	3.80	4.48	2.56	2.52
Fe ₂ O ₃	0.30	0.67	0.69	1.88	0.80	0.46	0.41	0.50	0.59	0.61	0.86	1.05	0.60	1.62
MnO	0.03	0.03	0.02	0.10	0.04	0.05	0.08	0.05	0.07	0.11	0.04	0.08	0.08	0.05
MgO	0.01	0.05	0.23	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01
CaO	29.25	28.47	25.93	28.23	28.29	28.32	28.11	28.41	28.39	28.53	28.28	28.10	28.29	29.05
Na ₂ O	0.03	0.04	0.05	0.00	0.00	0.02	0.08	0.01	0.10	0.13	0.06	0.05	0.09	0.00
K ₂ O	0.05	0.30	1.07	0.00	0.03	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02	0.04	0.07	0.03	0.00
Total	99.90	99.59	99.02	98.09	97.61	99.76	98.95	99.19	99.35	99.42	98.04	97.84	98.82	97.02
Si	0.973	0.977	1.014	1.001	1.003	0.997	0.993	0.994	0.999	0.985	0.997	1.004	0.994	0.979
Ti	0.929	0.913	0.799	0.870	0.831	0.949	0.925	0.901	0.901	0.904	0.841	0.810	0.896	0.851
Cr	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000
Al	0.073	0.088	0.225	0.084	0.152	0.053	0.080	0.101	0.092	0.095	0.146	0.172	0.098	0.098
Fe ³⁺	0.007	0.016	0.017	0.047	0.020	0.011	0.010	0.012	0.015	0.015	0.021	0.026	0.015	0.040
Mn	0.001	0.001	0.001	0.003	0.001	0.001	0.002	0.001	0.002	0.003	0.001	0.002	0.002	0.002
Mg	0.000	0.002	0.011	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001
Ca	1.013	0.987	0.887	0.994	0.991	0.986	0.983	0.988	0.985	0.990	0.987	0.979	0.987	1.030
Na	0.002	0.003	0.003	0.000	0.000	0.001	0.005	0.001	0.006	0.008	0.004	0.003	0.005	0.000
K	0.002	0.012	0.044	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002	0.003	0.001	0.000

Apéndice III: Turmalinas.

Sigla/#	A-31/145	A-31/146	A-31/147	A-31/148	A-56/6	A-56/7	A-56/15	A-56/16	A-56/17	A-56/18	A-56/19	A-69/14	C-15/30
SiO ₂	35.95	34.91	34.79	35.13	35.92	36.06	36.49	36.21	36.16	36.36	36.38	35.78	36.19
TiO ₂	0.58	1.17	1.26	1.01	0.52	0.87	1.18	0.53	0.78	1.01	0.84	0.66	0.60
Al ₂ O ₃	34.69	33.40	33.14	33.08	33.95	32.26	31.38	34.97	33.91	32.87	33.40	32.75	32.04
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.05	0.03	0.03	0.05	0.03	0.04	0.00	0.00
FeO	11.56	12.63	13.21	11.71	10.15	9.42	10.58	11.93	11.96	11.61	10.60	12.16	14.96
MnO	0.06	0.06	0.05	0.08	0.05	0.01	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.13
MgO	2.32	2.40	2.18	3.09	3.97	5.40	4.64	1.74	2.67	3.33	3.63	3.22	0.52
CaO	0.59	0.97	0.98	0.98	0.55	0.76	0.74	0.49	0.72	0.68	0.65	0.65	0.16
Na ₂ O	1.52	1.73	1.60	1.67	2.03	2.05	1.82	1.37	1.51	1.69	1.78	1.98	2.73
K ₂ O	0.07	0.05	0.05	0.08	0.03	0.03	0.04	0.04	0.05	0.03	0.06	0.06	0.11
Total	87.34	87.32	87.26	86.85	87.17	86.89	86.95	87.33	87.84	87.63	87.40	87.31	87.44
Si	5.894	5.796	5.797	5.836	5.880	5.919	6.014	5.933	5.915	5.960	5.947	5.919	6.065
Al (IV)	0.106	0.204	0.203	0.164	0.120	0.081	0.000	0.067	0.085	0.040	0.053	0.081	0.000
Al (Z)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Al (VI)	0.598	0.332	0.305	0.313	0.429	0.159	0.094	0.685	0.453	0.310	0.382	0.303	0.327
Ti	0.072	0.146	0.158	0.126	0.064	0.108	0.147	0.065	0.096	0.125	0.104	0.082	0.075
Cr	0.000	0.000	0.000	0.003	0.002	0.006	0.004	0.004	0.006	0.004	0.005	0.000	0.000
Fe ²⁺	1.585	1.754	1.841	1.627	1.389	1.293	1.458	1.635	1.636	1.591	1.449	1.682	2.097
Mn	0.008	0.008	0.007	0.011	0.007	0.001	0.007	0.005	0.004	0.004	0.003	0.006	0.018
Mg	0.567	0.594	0.542	0.765	0.969	1.320	1.140	0.424	0.650	0.813	0.885	0.793	0.129
Σ Y	2.830	2.834	2.852	2.846	2.860	2.888	2.850	2.817	2.846	2.847	2.828	2.867	2.646
Ca	0.104	0.173	0.175	0.174	0.096	0.133	0.130	0.087	0.125	0.120	0.113	0.115	0.029
Na	0.483	0.557	0.517	0.538	0.645	0.651	0.583	0.434	0.479	0.536	0.564	0.636	0.888
K	0.015	0.011	0.011	0.017	0.005	0.007	0.009	0.008	0.011	0.007	0.013	0.013	0.023
Σ X	0.601	0.740	0.702	0.729	0.746	0.791	0.721	0.528	0.615	0.662	0.690	0.764	0.940

Apéndice III: Turmalinas.

Sigla/#	C-15/31	C-15/32	C-15/33	C-22/29	C-22/30	C-28/77	C-28/78
SiO ₂	35.78	36.01	36.40	35.20	35.30	35.23	34.53
TiO ₂	1.01	0.82	1.17	0.80	0.43	0.30	0.34
Al ₂ O ₃	31.01	31.20	30.78	33.54	33.97	34.71	33.76
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	15.60	15.61	15.78	13.83	13.29	12.68	12.77
MnO	0.08	0.08	0.10	0.07	0.11	0.04	0.05
MgO	0.66	0.64	0.78	0.91	0.98	1.59	1.67
CaO	0.23	0.16	0.22	0.12	0.10	0.23	0.23
Na ₂ O	2.61	2.61	2.61	2.56	2.85	2.60	2.75
K ₂ O	0.11	0.11	0.12	0.05	0.04	0.05	0.05
Total	87.08	87.24	87.95	87.08	87.06	87.42	86.16

Si	6.052	6.074	6.097	5.886	5.889	5.829	5.818
Al (IV)	0.000	0.000	0.000	0.114	0.111	0.171	0.182
Al (Z)	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Al (VI)	0.182	0.203	0.077	0.496	0.568	0.597	0.521
Ti	0.129	0.104	0.147	0.101	0.054	0.038	0.044
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	2.207	2.202	2.211	1.934	1.854	1.755	1.800
Mn	0.012	0.011	0.014	0.009	0.015	0.006	0.008
Mg	0.166	0.160	0.196	0.226	0.244	0.393	0.419
Σ Y	2.695	2.680	2.645	2.766	2.734	2.788	2.791
Ca	0.041	0.029	0.039	0.021	0.018	0.041	0.042
Na	0.856	0.854	0.848	0.831	0.923	0.832	0.897
K	0.023	0.024	0.026	0.012	0.008	0.009	0.011
Σ X	0.920	0.907	0.913	0.863	0.949	0.883	0.950