

UNIVERSIDAD DE GRANADA

FACULTAD DE CIENCIAS

Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra

y

Departamento de Mineralogía y Petrología

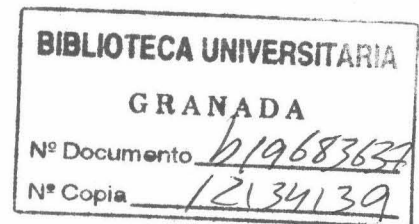
Prov. 16/16

T
16
58

**EVOLUCION PETROLOGICA Y GEOQUIMICA DE LOS
ESQUISTOS MAFICOS DEL COMPLEJO NEVADO-
FILABRIDE, CORDILLERAS BETICAS, ESPAÑA.**

TESIS DOCTORAL


José F. Molina Palma.

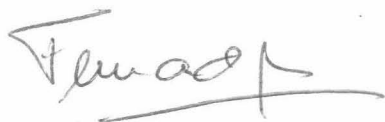


MAYO 1995

UNIVERSIDAD DE GRANADA
Facultad de Ciencias
Fecha 21-6-95
ENTRADA NUM. 1350

Los trabajos contenidos en esta memoria que presenta el
Licenciado en Ciencias (Geología) D. José F. Molina
Palma para aspirar al grado de Doctor en Ciencias
(Geología) ha sido realizado bajo nuestra dirección.

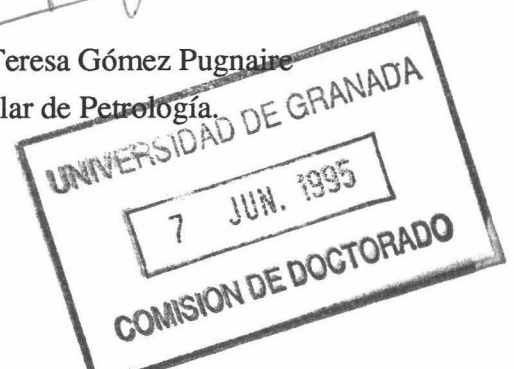
Granada, 23 de Mayo de 1995



Fdo: Fernando Bea Barredo
Catedrático de Petrología.



Fdo: M. Teresa Gómez Pugnaire
Prof. Titular de Petrología.



AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mi más sincero agradecimiento a aquellas personas que han contribuido a la realización de esta Tesis.

En primer lugar, a María Teresa Gómez Pugnaire y a Fernando Bea Barredo por la confianza que han puesto en mí en todo momento, y por haber aceptado la dirección de esta Tesis. También quiero expresar mi agradecimiento María del Carmen Comas por sus desinteresadas gestiones, sin las cuales no se podría haber realizado esta Tesis. A mis compañeros y amigos Fernando Gervilla y Carlos Garrido por sus consejos y apoyo en los momentos difíciles. Quiero agradecer a Alejandro Sánchez, Antonio Acosta, Luis González, Pili Gonazález, Javier Fernández, Vicente López y Alvaro "El Extremeño" la desinteresada ayuda en la elaboración final de esta Tesis. Deseo también agradecer a S. Poli el tiempo que ha podido dedicarme para poder comprender algo mejor el complicado mundo de los anfíboles. No quiero dejar también de agradecer la hospitalidad de R. Compagnoni, S Tallone, R. Pollino y E. Jagoutz. He de expresar mi gratitud a Isabel Guerra y Juan Manuel Fernández por el apoyo técnico que me han prestado, a J. Antonio Tendero, M. Yelloul y J. Miguel Nieto por su ayuda en las campañas de muestreo y a Francisco Abarca por su desinteresada ayuda en cuestiones informáticas. Mis agradecimientos a todos los miembros del Departamento del Departamento de Mineralogía y Petrología y del Instituto Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra que de algún modo u otro me han ayudado en este trabajo. También deseo hacer constar mi gratitud a Encarnación Puga y Antonio Díaz por haber me introducido en el campo de la petrología. Finalmente, agradezco el apoyo y el cariño de Mari y de mi familia durante todo este tiempo.

Este trabajo se ha financiado con una Beca de FPI del PN90 del MEC, teniendo como centro de destino el Instituto Andaluz de Geología Mediterránea (Centro Mixto Universidad de Granada-CSIC) y por los proyectos de la CICYT AMB-930535 y AMB941420, dirigidos por Fernando Bea, y PB-0017 dirigido por Encarnación Puga, y por el Grupo de Investigación de la Junta de Andalucía nº 4072, dirigido por Encarnación Puga.

a mi madre y hermana

a Mari

INDICE:

1	CONSIDERACIONES PRELIMINARES	1
1.1.	INTRODUCCION.	1
1.2.	MÉTODOS	2
2.	CONTEXTO GEOLOGICO Y ANTECEDENTES.	5
2.1.	DOMINIOS CORTICALES DEL OROGENO BÉTICO RIFEÑO.	5
2.2.	EL COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE.	10
2.2.1	Unidades estructurales del Complejo Nevado-Filábride.	10
2.2.2	Secuencia litoestratigráfica	13
2.2.3	Deformaciones y estructuras asociadas.	15
2.2.4	Evolución metamórfica alpina de los materiales nevado-filábrides.	17
2.2.4.1	<i>Etapas de blastesis</i>	17
2.2.4.2	<i>Dataciones radiométricas</i>	18
2.2.5	Evolución geodinámica del Complejo Nevado-Filábride.	18
2.3.	ROCAS MAFICAS DEL COMPLEJO NEVADO FILABRIDE	19
2.3.1	Origen de los protolitos.	19
2.3.2	Asociaciones minerales alpinas desarrolladas en las rocas máficas del Complejo Nevado-Filábride.	20
3.	CARACTERIZACION QUIMICA DE LOS PROTOLITOS.	25
3.1.	INTRODUCCION	25
3.2.	DESCRIPCION DE LOS MATERIALES	25
3.3.	COMPOSICION QUIMICA DE LOS PROTOLITOS	30
3.3.1	Elementos mayores	32

3.3.2	Elementos traza.	41
3.3.2.1	<i>Elementos de transición.</i>	41
3.3.2.2	<i>Elementos incompatibles.</i>	42
3.3.2.3	<i>Tierras raras (REE).</i>	43
3.3.3	Discusión.	45
3.3.4	Conclusiones	51
4.	PETROGÉNESIS DE LOS ESQUISTOS MAFICOS DEL COMPLEJO	
	NEVADO-FILABRIDE.	53
4.1.	INTRODUCCION.	53
4.2.	DESCRIPCION Y DISTRIBUCION ESPACIAL DE LOS AFLORAMIENTOS.	54
4.2.1	Esquistos máficos en Sierra de los Filabres y Sierra de Baza.	54
4.2.2	Esquistos máficos en Sierra Nevada.	55
4.3.	DESCRIPCION PETROGROFICA.	55
4.3.1	Introducción	55
4.3.2	Asociaciones en los esquistos máficos del Complejo Nevado-Filábride.	56
4.3.2.1	<i>Esquistos máficos con onfacita.</i>	56
4.3.2.1.1	<i>Eclogitas bandeadas</i>	57
4.3.2.1.2	<i>Esquistos máficos con onfacita y paragonita</i>	58
4.3.2.2	<i>Asociaciones con mica</i>	59
4.3.2.2.1	<i>Asociación anfíbol sodo-cálcico + Paragonita + Epidota + Rutilo ± Granate rico en Almandino ± Cuarzo (Anf Na-Ca - Pg).</i>	59
4.3.2.2.2	<i>Asociación Anfíbol sodo-cálcico + Moscovita fengítica + Granate + Epidota + Cuarzo + Rutilo (Anf Na-Ca - Feng -</i>	

<i>Gr-Alm).</i>	60
4.3.2.2.3 <i>Asociación Anfíbol cálcico + Paragonita + Granate rico en Piropo + Epidota + Rutilo (Anf Ca - Pg - Gr-Py).</i>	60
4.3.2.2.4 <i>Asociación Anfíbol crossítico + Paragonita + Granate rico en Almandino + Epidota + Cuarzo + Ilmenita + Magnetita (Cros - Pg -Gr-Alm- Ilm - Mt).</i>	61
4.3.2.2.5 <i>Asociación Anfíbol glaucofánico + Granate rico en Almandino + Paragonita + Epidota + Cuarzo + Rutilo (Gl - Gr-Alm - Pg).</i>	61
4.3.2.3 <i>Asociaciones con feldespato sódico (albita-oligoclasa) y epidota.</i>	62
4.3.2.3.1 <i>Asociación Albita + Anfíbol sodo-cálcico + Epidota + Cuarzo + Granate + Titanita + Rutilo ± Paragonita (Ab - Anf Na-Ca - Gr - Tnt - Ru).</i>	62
4.3.2.3.2 <i>Asociación Paragonita + Albita + Anfíbol sodo-cálcico + Epidota + Cuarzo + Rutilo (Pg - Ab - Anf Na-Ca).</i>	63
4.3.2.3.3 ASOCIACIÓN FELDESPATO SÓDICO (ALBITA - OLIGOCLASA) + ANFÍBOL SODO-CÁLCICO + EPIDOTA + CUARZO + RUTILO ± GRANATE ± CARBONATOS (ALB-OLG - ANF NA-CA - EP).	63
4.4. QUIMISMO MINERAL.	69
4.4.1 Anfíbol.	69
4.4.1.1 <i>Anfíboles cálcicos y sodo-cálcicos.</i>	69
4.4.1.2 <i>Anfíboles alcalinos.</i>	76
4.4.2 Granate.	78
4.4.3 Clinopiroxeno.	80
4.4.4 Epidota.	81
4.4.5 Micas dioctaédricas.	82

4.4.6	Otras fases minerales	83
4.5.	RELACIONES DE FASE.	85
4.6.	ANALISIS TERMODINAMICO DE LAS REACCIONES DISCONTINUAS Y CONTINUAS EN LAS ASOCIACIONES MAFICAS.	98
4.6.1	Introducción: Espacios de reacción y revisión de los datos termodinámicos de los anfíboles	98
4.6.2	Análisis de las relaciones reaccionales entre las asociaciones con onfacita y las asociaciones con albita + paragonita: transición eclogita-anfibolita.	105
4.6.3	Reacciones continuas en las asociaciones con rutilo y titanita.	111
4.7.	ESTIMACIONES TERMOBAROMÉTRICAS Y EVOLUCION GEODINAMICA.	113
4.7.1	Introducción.	113
4.7.2	Condiciones de metamorfismo.	115
4.7.3	Trayectoria P-T y evolución geodinámica	118
4.8.	CONCLUSIONES SOBRE EL METAMORFISMO.	122
5.	CONCLUSIONES GENERALES.	125
6.	REFERENCIAS.	129
APENDICE 1		
APENDICE 2		

1 CONSIDERACIONES PRELIMINARES

1.1. INTRODUCCION.

El Complejo Nevado-Filábride ha sufrido un metamorfismo polifásico, en el que se desarrollan paragénesis en facies eclogíticas, que son reemplazadas por asociaciones de presiones más bajas.

Las relaciones entre el evento de alta presión y los de presiones intermedias no está aún bien establecidas, debido a que las asociaciones transicionales sólo se desarrollan en rocas máficas, en las que es muy difícil efectuar una estimación de las condiciones en las que se produjeron la transición eclogita-anfibolita, ya que:

1.- Estas rocas están constituidas, esencialmente, por anfíbol con una composición química muy compleja, por lo que no es posible efectuar un estudio termobarométrico preciso a causa del gran desconocimiento que existe de las propiedades de solución de los anfíboles.

2.- Las asociaciones que se desarrollan están caracterizadas por ser multivariantes, por lo que la composición química de las fases minerales que las constituyen dependen de la composición del sistema, y es difícil encontrar reacciones continuas en las que no intervenga el anfíbol.

Por otra parte, recientemente se han propuesto diversos modelos, basados tanto en procesos compresivos como extensionales, para explicar la estructuración del Complejo Nevado-Filábride (e.g Platt et al., 1984; García-Dueñas et al., 1988; Jabaloy et al., 1993). Esta estructuración es esencialmente sin-metamórfica, por lo que el estudio de las asociaciones máficas, que presentan un amplio registro de la historia térmica y deformacional, es sumamente interesante para evaluar la validez de estos modelos.

Por lo tanto, por una parte, para poder comprender mejor los factores que controlan las paragénesis desarrolladas en sistemas máficos, y por otra, para conocer algo más la evolución tectonometamórfica del Complejo Nevado-Filábride, en el presente trabajo, se efectuará una caracterización geoquímica de los protolitos máficos, y se estudiará la sucesión de eventos de presiones intermedias registrados en los esquistos máficos y la transición hacia facies de eclogitas.

1.2. MÉTODOS

Para cubrir los objetivos indicados, se ha efectuado :

- 1.- El análisis geoquímico de los esquistos máficos y de los protolitos menos transformados (*Capítulo 3*), con el fin de evaluar la movilidad elemental ligada a los procesos metamórficos, y caracterizar la naturaleza de los magmas de los que proceden.
- 2.- El estudio de las relaciones textural de las asociaciones desarrolladas en los esquistos máficos de afloramientos seleccionados de Sierra Nevada y Sierra de los Filabres (*Sección 4.3*).
- 3.- La caracterización química de las fases minerales que

constituyen la asociaciones máficas, el establecimiento de los principales componentes finales de las fases minerales complejas (*Sección 4.4.*).

4.- El análisis de las relaciones entre las asociaciones máficas (*Sección 4.5*) y el estudio termodinámico de las reacciones discontinuas y continuas en el espacio reaccional contenido en cada una de estas asociaciones (*Sección 4.6*), empleando diversos programas para cálculos termodinámicos de relaciones de fase (PERPLEX, Connolly (1990)), y las bases de datos termodinámicos internamente consistentes para fases minerales de Berman (1988) y de Holland y Powell, (1990) actualizada en 1994.

5.- La estimación de las condiciones P-T de formación de las asociaciones máficas empleando los termómetros y barómetros disponibles en la literatura, o calibrados en este estudio con FRENDRY (Connolly, 1990), y la discusión de los distintos modelos tectónicos en función de los datos aportados en este trabajo (*Sección 4.7*).



2. CONTEXTO GEOLOGICO Y ANTECEDENTES.

2.1. DOMINIOS CORTICALES DEL OROGENO BÉTICO RIFEÑO.

El Orógeno Bético-Rifeño representa la terminación occidental de las Cadenas Alpinas Mediterráneas (Bonini et al., 1973). Se caracteriza por haber sufrido un fuerte adelgazamiento cortical que, en el Mioceno Inferior, dio lugar al desarrollo de la Cuenca de Alborán (Durand-Delga, 1980; Platt y Vissers, 1989; Comas et al., 1990), caracterizada por altas tasas de subsidencia a partir del Mioceno Medio (Comas et al, 1992), un manto superior subyacente con velocidades sísmicas anómalamente bajas ($V_p = 7.6-7.9$ Km/s) (Banda et al., 1983), y una corteza con un espesor que varía entre 38 Km en las Zonas Internas y 15-22 Km en el mar de Alborán (Torné y Banda, 1992).

Aunque no existen suficientes datos geológicos y geofísicos (Comas et al, 1993), se han propuestos diversos mecanismos para explicar este adelgazamiento: (1) diapirismo mantélico (Weijermars, 1985; Doblas y Oyarzun, 1989); (2) o por una eliminación de la raíz litosférica colisional por procesos convectivos (Platt y Vissers, 1989). Una información más detallada sobre la evolución del Orógeno Bético Rifeño, y el desarrollo de las cuencas neógenas adyacentes se puede encontrar en Maldonado y Comas (1992) y en "Late orogénico extensión in Mountain belts" (Séranne M. y Malavielle. J., (eds), 1993).

En el Orógeno Bético-Rifeño, se han diferenciado cuatro

En el Orógeno Bético-Rifeño, se han diferenciado cuatro dominios tectónicos (Balanyá 1991; Balanyá et al, 1986); Figura 2.1):

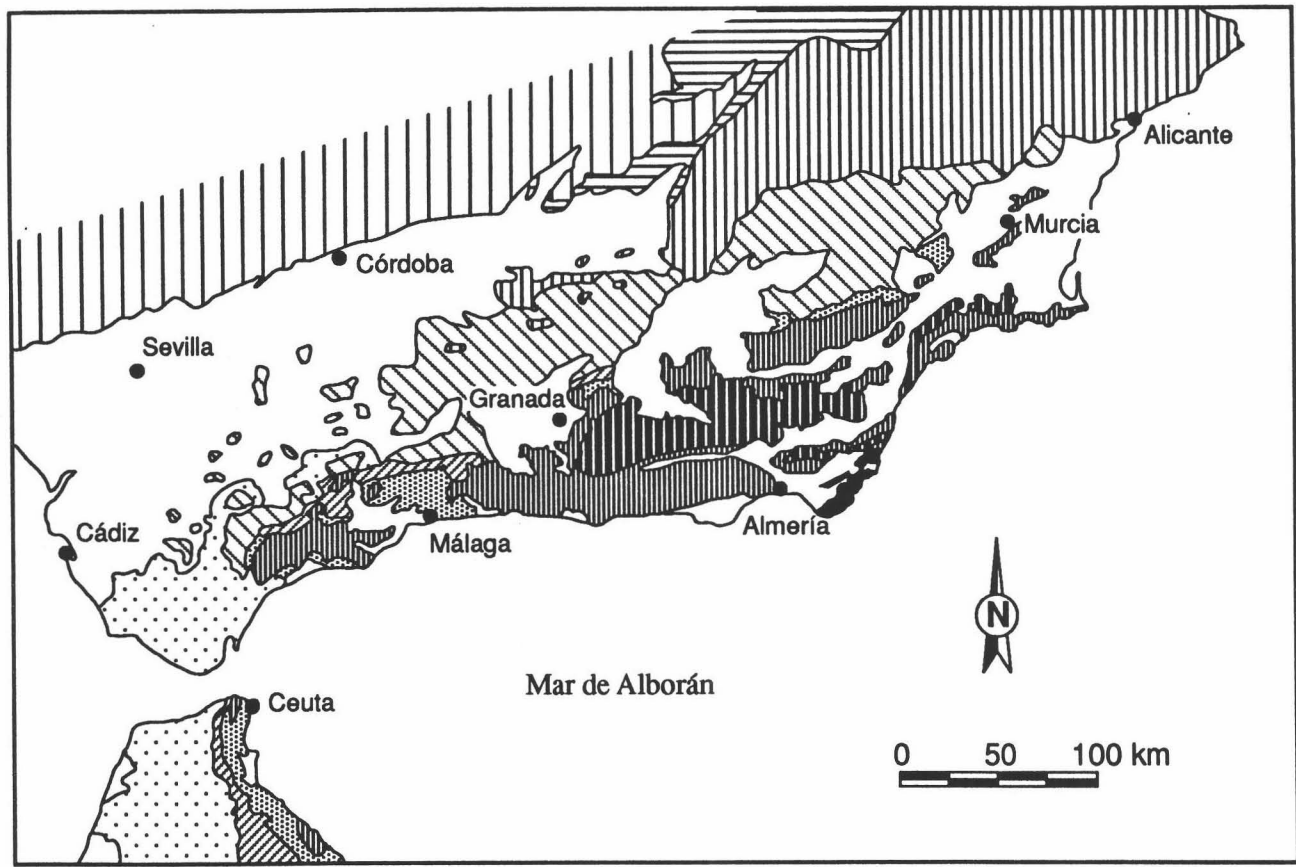
1.- **Dominio Sudibérico**, constituido por el Subbético, el Prebético y la Depresión del Guadalquivir;

2.- **Dominio Magrebí**, que incluye el Rif Externo, el Tell, las Bokoyas y las Kabilias;

3.- **Dominio del Surco de los Flyschs**, integrado por parte de una cobertera despegada de naturaleza turbidítica, en la que se establecen dos unidades: los flyschs Magrebíes y los flyschs del Campo de Gibraltar (o flysch Gaditano, Durand-Delga, 1980, entre otros);

4.- **Dominio de Alborán**, formado por una serie de unidades alóctonas (Andrieux et al., 1971; Balanyá et al., 1987; Balanyá, 1991; García-Dueñas et al., 1992), incluyendo las Zonas Internas de Fallot (1948), también denominados Mantos de Alborán (Balanyá y García-Dueñas, 1986; García-Dueñas y Balanyá, 1986), el Complejo de la Dorsal (Rondaides de Blumenthal (1927) y Martín Algarra (1987)) y el Complejo de Alosaina.

Las Zonas Internas están constituidas por tres complejos metamórficos, superpuestos tectónicamente por procesos compresivos, aunque los contactos que los delimitan han sido reactivados posteriormente en un régimen extensional, por lo que se han considerado como fallas extesionales de bajo ángulo (e.g. Aldaya et al., 1984, 1991; García-Dueñas et al., 1986; Galindo-Zaldívar et al., 1989; Platt y Vissers, 1989; Jabaloy et al., 1993), denominados, en orden ascendente:



- | | | | |
|---------------------------|----------------------------------|---------------------------------------|----------------------|
| Hercínico de la Meseta | Cobertera mesozoica de la Meseta | Zona Prebética y Unidades Intermedias | Zona Subbética |
| Surco de Flysch | Predorsal, Dorsal y C. Alozaina | Complejo Maláguide | Complejo Alpujárride |
| Complejo Nevado-Filábride | Sedimentos postaquitanenses | Rocas volcánicas neógenas | |

Figura 2.1.: Mapa geológico mostrando la distribución de los distintos dominios tectónicos (Tomado de Jabaloy (1991))

- 1.- **Complejo Nevado-Filábride**, (Egeler y Simon, 1969);
- 2.- **Complejo Alpujárride**,(Van Bemmelen, 1927);
- (c) **Complejo Maláguide** (Blumenthal, 1927).

El Maláguide y el Alpujárride son equivalentes a los Ghomárides y a los Sébtides, respectivamente, de la Cordillera Rifeña, mientras que no se han encontrado materiales correlacionables con el Nevado-Filábride.

El Complejo Nevado-Filábride está integrado por:

- 1.- una unidad inferior de esquistos grafitosos y mármoles probablemente devónicos (Lafuste y Pavillon, 1976);
- 2.- otra unidad superior constituida por un basamento paleozoico o más antiguo con abundantes esquistos grafitosos (Gómez-Pugnaire et al., 1982; Gómez-Pugnaire, 1992);
- 3.- y una cobertera mesozoica formada por esquistos claros, rocas carbonatadas, gneises, metabasitas y serpentinitas.

En este complejo se ha indicado la existencia de dos ciclos metamórficos: uno prealpino, bastante discutido (Puga y Díaz de Federico, 1976a, b; Gómez-Pugnaire y Franz, 1988; Jabaloy, 1991), y otro alpino, en el que se desarrollan asociaciones de alta presión en facies de eclogitas y de esquistos azules, que son reemplazadas por asociaciones en facies de anfibolitas de albita-epidota y de esquistos verdes (De Roever y Nijhuis, 1964; Gómez-Pugnaire y Fernández-Soler, 1987; Bakker et al., 1989; Puga et al., 1989a; De Jong, 1991; Cámara y Gómez-Pugnaire, 1993; López Sánchez-Vizcaíno, 1994).

El Complejo Alpujárride ha sido dividido en tres unidades tectónicas: Alpujárrides Inferiores, Medios y Superiores (Aldaya et al, 1979; Tubía et al., 1992). Los contactos entre estas unidades son posteriores a las estructuras dúctiles sin-metamórficas (Cuevas et al,

1986; Balanyá et al., 1987; Simancas y Campos, 1988). La secuencia litológica está constituida por un basamento posiblemente paleozoico de micaesquistos grafitosos; y una cobertera con esquistos claros, carbonatos del Permo-Trías, y una potente formación de mármoles del Trías Medio-Superior (Aldaya et al., 1979; Delgado et al., 1981). Los Alpujárrides del sector más occidental además incorporan materiales ultramáficos procedentes del manto superior (los macizos ultramáficos de Ronda, Ojén y Carratraca en la Cordillera Bética, y de Beni Bousera en el Rif; Obata, 1977; Tubía, 1985, Gervilla, 1990; Remaïdi, 1993; Targüisti, 1994; Garrido, 1995). Los procesos metamórficos registrados en el Dominio Alpujárride son muy complejos, y se observan fuertes variaciones en el grado metamórfico alcanzado en las unidades diferenciadas. Se han establecido tres etapas metamórficas:

- 1.- una primera de **Alta Presión** en los Alpujárrides Inferiores (Goffé et al., 1989; Azañón y Goffé, 1991), que ha sido correlacionada con el evento de alta presión establecido en los Alpujárrides Intermedios, desarrollado bajo un grado metamórfico más alto (Tubía y Gil Ibarra, 1991);
- 2.- un evento de **Presiones Intermedias** (e.g. Loomis, 1972; Westerhof, 1977; Torres-Roldán, 1979; García-Casco, 1993);
- 3.- y una etapa final de **Alta Temperatura y Baja Presión** (e.g. Loomis, 1972; Torres-Roldán, 1979; Tubía, 1985; García-Casco, 1993).

El **Complejo Maláguide** presenta un basamento de rocas paleozoicas (Silúrico-Carbonífero) afectadas por un evento metamórfico hercínico (Chalouan, 1986), que lleva asociado el desarrollo de deformaciones penetrativas (Balanyá, 1986; Chalouan, 1986); y una cobertera constituida por una secuencia detrítica permo-triásica, sobre la que se dispone una sucesión sedimentaria representada hasta el Eoceno (Blumenthal, 1927; Durand-Delga, 1968).

2.2. EL COMPLEJO NEVADO-FILABRIDE.

El Complejo Nevado-Filábride o Unidades Nevado-Filábrides (Figura 2.2), definido por Egeler (1964) en los sectores Central y Oriental de Sierra de los Filabres, aflora en el núcleo de antiformes de gran radio de dirección E-W, con superficies axiales subverticales. Se extiende por el sector oriental de la Cordillera, en las provincias de Almería, Granada y Murcia. Los afloramientos más importantes son los de Sierra Nevada, Sierra de los Filabres, Sierra Almagrera y Sierra Alhamilla.

2.2.1 Unidades estructurales del Complejo Nevado-Filábride.

Se han diferenciado un gran número de unidades tectónicas, y, actualmente no existe un esquema generalmente aceptado. Una discusión sobre esta problemática se puede encontrar en Martínez-Martínez (1984/85), y más recientemente en Galindo-Zaldívar (1990), Jabaloy (1991), y Soto (1991).

En el sector oriental de Sierra de los Filabres, los autores holandeses y alemanes (e.g. Nijhuis, 1964; Helmers y Voet, 1967; Egeler y Simon, 1969) diferenciaron:

1.-Una unidad inferior (**Nevado-Lubrín**), constituida por una secuencia basal de esquistos grafitosos (**Formación Nevada**); una cobertera de esquistos claros (**Formación Tahal**), y sobre ésta, una secuencia carbonatada (**Formación Casas**).

2.-Un conjunto de unidades superiores, con una serie estratigráfica similar a la de la unidad inferior, que recibieron distintas denominaciones dependiendo de los autores.

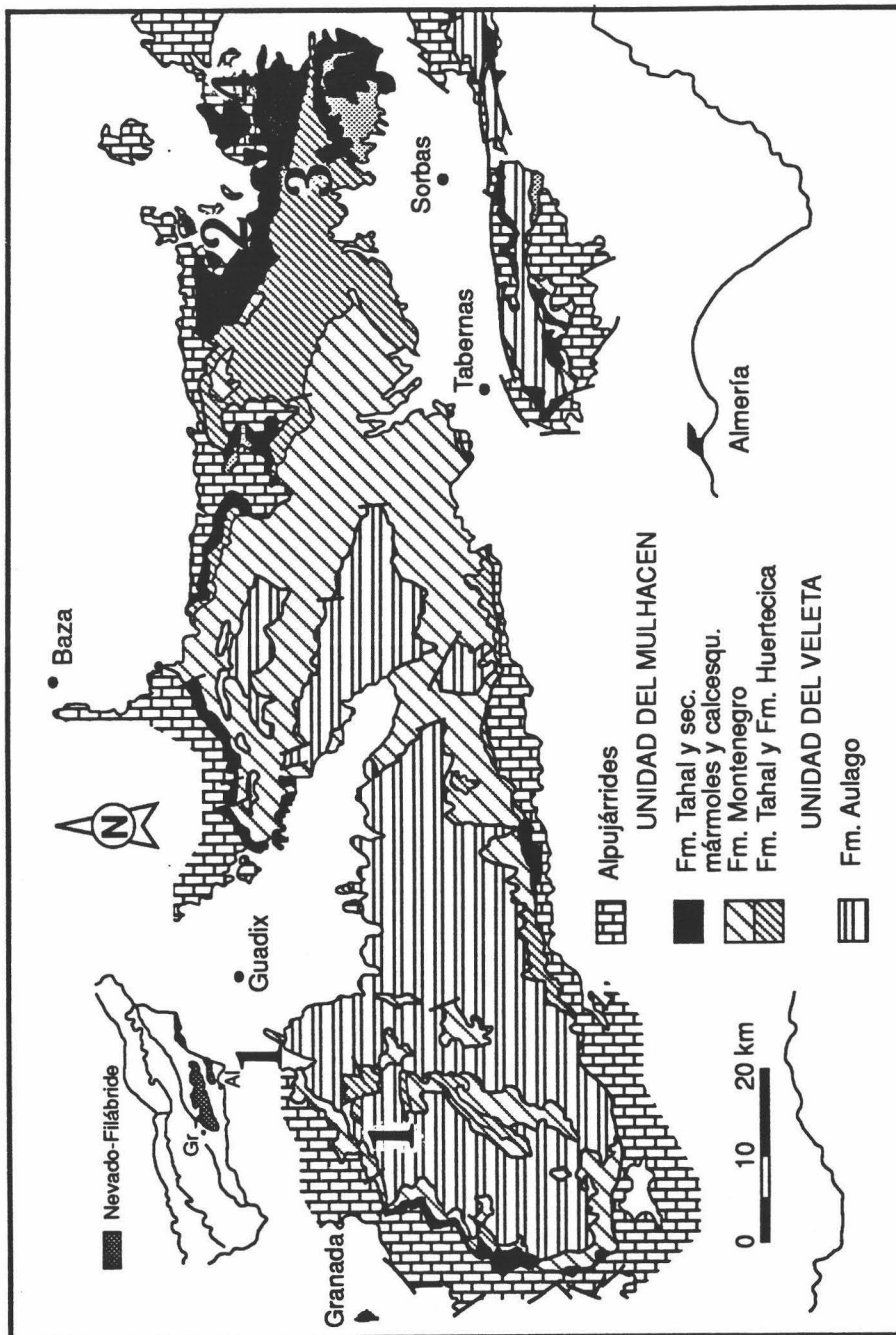


Figura 2.2.: Mapa geológico con la distribución de las unidades tectónicas, y las principales formaciones que constituyen el Complejo Nevado-Filábride. Tomado de García-Dueñas et al. (1988), y modificado por López Sánchez-Vizcaíno (1994).

En Sierra Nevada, Puga et al. (1974) establecieron dos grandes conjuntos de unidades:

1.- El **Manto del Veleta**, constituido íntegramente por rocas pre-pérmicas.

2.- El **Manto del Mulhacén, o Grupo de unidades del Mulhacén** (Díaz de Federico, 1980), con varias unidades alóctonas, que incluyen una serie ofiolítica (e.g. Puga 1977; Burgos et al., 1980; Díaz de Federico, 1980; Bodinier et al., 1987).

En la parte más occidental de Sierra de los Filabres, Gómez-Pugnaire (1979) también propone dos grandes unidades:

1.- La **Unidad de Cerro Bermúdez**, semejante al Manto del Veleta.

2.- La **Unidad de Charches**, con características similares a las del Manto del Mulhacén.

Por otra parte, Jabaloy (1991), en la zona occidental de Sierra de los Filabres, diferencia también dos unidades separadas por un contacto extensional:

1.- La **Unidad del Río Bodurria**.

2.- La **Unidad de Sierra de los Filabres** que es considerada constituida por una única lámina alóctona

García-Dueñas et al. (1988) reconocen unidades con estructura interna de grandes pliegues tumbados (véase también Jabaloy y González-Lodeiro, 1988), y establecen dos unidades mayores dispuestas sobre la unidad del Veleta, con contactos modificados extensionalmente, y constituidas por materiales equivalentes los definidos por Nijhuis (1964) en el sector oriental de Sierra de los Filabres:

(1) La **Unidad de Calar Alto**.

2.-La **Unidad de Bédar-Macael**, dispuesta sobre la anterior.

2.2.2 Secuencia litoestratigráfica

Los materiales que constituyen la secuencia nevado-filábride reciben diferentes denominaciones dependiendo de los sectores de la cadena en donde han sido descritos. Martínez-Martínez (1984/85) revisó y correlacionó las diferentes series que se habían definido en Sierra Nevada (Puga, 1971; Puga et al., 1974; Puga y Díaz de Federico, 1976a; Puga y Díaz de Federico 1984), en Sierra de los Filabres (Nijhuis, 1964; Kumpschuur, 1975; Helmers, 1982) y en Sierra de Baza (Gómez-Pugnaire, 1979; Gómez-Pugnaire, 1981b; Gómez-Pugnaire et al., 1982). Una revisión más reciente de la secuencias litológicas nevado-filábrides, también se puede encontrar en De Jong y Bakker (1991) y López Sánchez-Vizcaíno (1994) para Sierra de los Filabres, y en Jabaloy (1991) para el sector occidental de Sierra de los Filabres.

En líneas generales y siguiendo la nomenclatura adoptada por Martínez-Martínez (1984/85), la sucesión nevado-filábride (Figura 2.3) está constituida por cinco formaciones:

1.- una secuencia basal (**Formación Aulago**) de metapelitas

grafitosas y metapsammitas paleozoicas con intercalaciones de mármoles devónicos (Lafuste y Pavillon, 1979), que posee una potencia máxima de unos 6000 m.

2.- Sobre esta formación se dispone otra secuencia de esquistos grafitosos paleozoicos (**Formación Montenegro**) de potencia variable (hasta 2000 m) con intercalaciones de mármoles oscuros y ortogneises con una edad de 269 ± 9 m.a. (Priem et al., 1966).

3.- A techo de la formación Montenegro se desarrolla una secuencia permo-triásica (**Formación Tahal**), con una potencia máxima de unos 1000 m constituida por metapsammitas con algunos niveles de metaconglomerados en la base, metapelitas que hacia el techo se intercalan con mármoles, ortogneises y metabasitas que conservan la textura ígnea original.

4.- Sobre esta formación aparece un nivel discontinuo (**Formación Huertecica**) de poca potencia (75-100 m), constituido por brechas calcáreas, mármoles calcíticos y dolomíticos, con intercalaciones de metapelitas de grano fino, materiales metaevaporíticos (yesos, metapelitas con escapolita) y con intrusiones básicas semejantes a las indicadas anteriormente.

5- Por último, coronando la sucesión nevado-filábride, se presenta una secuencia de unos 250 mt. de potencia (**Formación Casas**) constituida por mármoles calcíticos y dolomíticos con algunos niveles de anfibolitas en la base; sobre ellos se dispone un tramo de anfibolitas, esquistos anfibólicos y serpentinitas y, a techo, una secuencia de esquistos, calcoesquistos y mármoles.

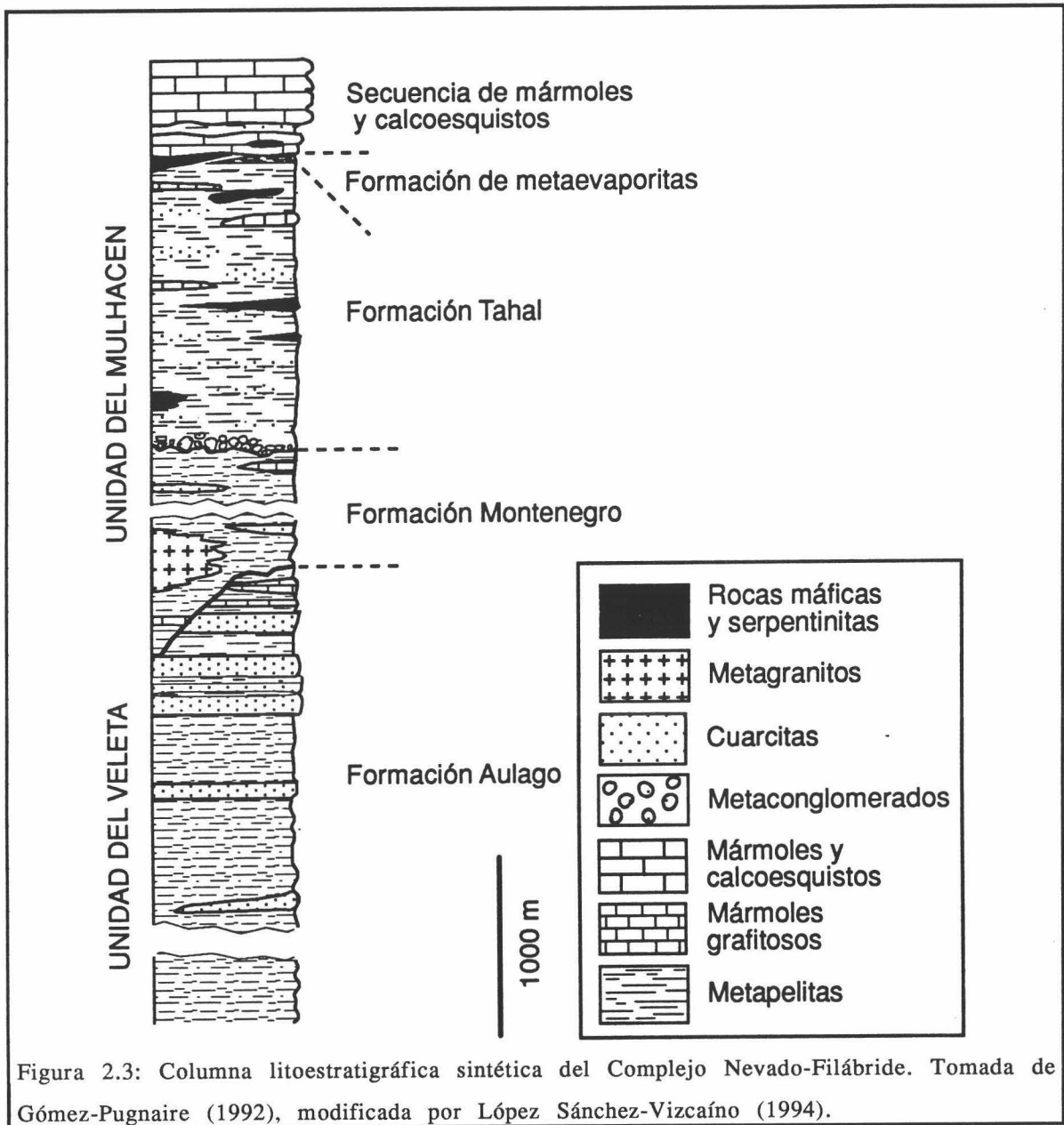


Figura 2.3: Columna litoestratigráfica sintética del Complejo Nevado-Filábride. Tomada de Gómez-Pugnaire (1992), modificada por López Sánchez-Vizcaíno (1994).

2.2.3 Deformaciones y estructuras asociadas.

Los materiales nevado-filábrides presentan una sucesión de eventos de deformaciones dúctiles, sobre los que se superponen otros de carácter más frágil (Galindo-Zaldívar, 1990). El número de fases de deformación, las características geométricas y la significación geodinámica varían según los autores; revisiones recientes sobre esta problemática se pueden encontrar en Galindo-Zaldívar (1990), Jabaloy (1991) y Soto (1991). Las etapas más generalmente aceptadas son:

1.- **Deformación principal Fp:** está caracterizada por una fábrica planal o plano-lineal, **Sp/Lp**, muy penetrativa, desarrollada en un régimen de cizalla dúctil (e.g. González-Lodeiro et al., 1984; Platt et al., 1984), pliegues isoclinales o apretados, **Pp**, con charnelas curvas o rectas, estructuras miloníticas y un clivaje de crenulación extensional dúctil (e.g. Platt y Vissers 1980; Jabaloy et al., 1993).

2.- **Deformaciones Pre-Fp:** la deformación principal transpone las estructuras previas, por lo que es muy complicado establecer la geometría y las estructuras asociadas a las deformaciones **Pre-Fp**. Así, las estructuras más antiguas se presentan como inclusiones en fases **Pre-Fp** y como un bandeo composicional afectado por micropliegues **Pp** (e.g. Platt y Behrmann, 1986; Galindo-Zaldívar, 1990); sin embargo, algunos autores (e.g. Vissers, 1981; Jabaloy, 1991) reconocen meso- y megaestructuras **Pre-Fp**.

3.- **Deformaciones Post-Fp dúctiles:** las estructuras **Fp** están afectadas por deformaciones **Post-Fp** que generan una foliación de crenulación, **Sc**, que es plano axial de pliegues apretados o abiertos, **Pc**, de amplitud variable, que pueden ser conjugados, y un clivaje de crenulación extensional tardío (e.g. Galindo-Zaldívar, 1990; Jabaloy et al, 1993).

4.- **Deformaciones Post-Fp frágiles:** las estructuras **Post-Fp** que se superponen a la foliación **Sc** son diaclasas, y fallas de gran entidad con abundantes estructuras frágiles (cataclasitas, harina de falla, estructuras s-c), que pueden ser subparalelas, u oblicuas a la foliación principal, y están asociadas al contacto superior del Complejo Nevado-Filábride .

5.- **Pliegues tardíos:** las fallas con estructuras frágiles y el contacto nevado-filábride/alpujárride están afectados por pliegues abiertos kilométricos, de dirección aproximada E-W, que controla la distribución de los afloramientos.

2.2.4 Evolución metamórfica alpina de los materiales nevado-filábrides.

2.2.4.1 *Etapas de blastesis*

La evolución metamórfica del Nevado-Filábride es objeto de un fuerte debate (e.g. Nijhuis, 1964; Puga, 1971; Gómez-Pugnaire, 1979; Díaz de Federico, 1980; Vissers, 1981; Gómez-Pugnaire y Fernández-Soler, 1987; Bakker et al., 1989; Gómez-Pugnaire et al., 1989, 1994; Puga et al., 1989a; De Jong, 1991; Soto, 1991).

En general, los autores que han trabajado en el metamorfismo nevado-filábride coinciden en establecer tres etapas de blastesis:

1.- Una etapa de **Alta Presión y Baja Temperatura**, en la que se desarrollan asociaciones minerales en facies de eclogitas (9-11 Kb y 475-575°C, Bakker et al., (1989); 23-24 Kb, Cámara y Gómez-Pugnaire, (1993); 12 Kb y 550 °C, Gómez-Pugnaire y Fernández-Soler (1987); 16 Kb y 640 °C, Puga et al., (1989a); 12 ± 2 Kb y 400 ± 50 °C, Soto y Azañón (1993)), y en facies de esquistos azules.

2.- Una etapa de **Presión Intermedia** en facies de anfibolitas de albita-epidota, (6-8 Kb y 500-600 °C, e.g. Bakker et al. (1989), Gómez-Pugnaire et al. (1994), Puga et al. (1989a); 4-5.25 Kb y 390-450 °C, e.g. Soto y Azañón (1994)), contemporánea a la deformación principal (e.g. Bakker, 1989; Gómez-Pugnaire y Fernández-Soler, 1987; Soto, 1991; Vissers, 1981), aunque otros autores (e.g. Jabaloy et al, 1993) la consideran anterior.

3.- Una etapa de **Baja Temperatura retrógrada**, en facies de esquistos verdes (menos de 5 Kb y 350 °C, Gómez-Pugnaire y Fernández-Soler, (1987); 425 °C, Bakker et al., (1989)).

Además de estas etapas, se ha reconocido una etapa final a baja presión (1-3 Kb y 400-450 °C, Soto y Azañón (1994); 2-3 Kb y 400-

525 °C, Bakker et al. (1989)); y una etapa retrógrada precoz, en facies de esquistos verdes, que se produciría antes de la etapa de presiones intermedias (e.g. Puga et al., 1989a).

2.2.4.2 *Dataciones radiométricas*

Se han efectuado un gran número de estudios geocronológicos para establecer la edad de los eventos de alta presión y de presiones intermedias (e.g. Priem et al., 1966; Portugal et al., 1988; Andriessen et al., 1991; De Jong, 1991; De Jong y Bakker, 1991; Monié et al., 1991; De Jong et al., 1992). Monié et al. (1991), obtienen, empleando $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en anfíboles, una edad de 48.4 ± 2.2 m.a (Eoceno Inferior) para el evento de alta presión, y de 24.6 ± 3.6 m.a (tránsito Oligoceno-Mioceno) para el de presiones intermedias; mientras que De Jong et al. (1992) obtienen, con $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en fengitas, una edad mínima de enfriamiento de 30 m.a. para este evento. Por otra parte, Portugal et al. (1988), con K-Ar, dan dos edades de enfriamiento a 60 y 20 m.a., situando el evento de alta presión al final del Cretáceo, y el de presiones intermedias entre el Eoceno Superior y el Oligoceno Inferior. Recientemente, De Jong et al., (1995), obtienen, con $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en fengitas, edades comprendidas entre 15 y 90 m.a, explicando estas diferencias de edades por un exceso de Ar, incorporado en la fengita por fluidos hidrotermales; mientras que Puga et al., (1995), utilizando K/Ar y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en barroisitas y glaucofanas, indican edades de 72 y 45 m.a para los eventos de alta eventos de facies de eclogitas y de anfibolitas de albita-epidota, respectivamente.

2.2.5 Evolución geodinámica del Complejo Nevado-Filábride.

Los modelos más antiguos sobre evolución geodinámica del Complejo Nevado-Filábride atribuían las deformaciones dúctiles y frágiles a una serie de eventos tectónicos en régimen compresivo, que daban lugar a cabalgamientos (e.g. Egeler y Simon, 1969; Kammgschuur, 1975; Puga y Díaz de Federico, 1976a; Vissers, 1981). Sin embargo, estas ideas sufrieron un fuerte cambio en la década de los 80, cuando se empezó a notar la importancia de los accidentes extensionales (Aldaya et al., 1984). De esta forma hay dos modelos

generales más aceptados que incluyen una fase extensional importante (sin embargo, véase De Jong , 1993):

1.- uno de ellos (e.g. Martínez-Martínez, 1984; Jabaloy, 1985; Orozco, 1986; García-Dueñas y Martínez-Martínez, 1988; García-Dueñas et al., 1988; González-Lodeiro et al., 1988) propone que las estructuras dúctiles se producen en régimen compresivo, mientras que las frágiles y dúctil-frágiles en régimen extensional.;

2.- y los otros modelos proponen un régimen extensional en el que se generan las estructuras dúctiles más penetrativas, y las posteriores frágiles y dúctil-frágiles (e.g. Doblas y Oyarzum, 1989; Galindo-Zaldívar et al., 1989; Platt y Vissers, 1989; Galindo-Zaldívar, 1990; Jabaloy 1991; Jabaloy et al., 1993).

2.3. ROCAS MAFICAS DEL COMPLEJO NEVADO FILABRIDE

Las rocas máficas del Complejo Nevado-Filábride han sido objeto de una gran cantidad de estudios que han tratado tanto sobre la caracterización de los protolitos, como sobre su evolución metamórfica (e.g. Burgos et al., 1980; Hebeda et al., 1980; Muñoz, 1986; Bodinier et al., 1987; Gómez-Pugnaire y Fernández-Soler, 1987; Bakker et al., 1989; Puga ,1990; Gómez-Pugnaire y Muñoz, 1991).

En esta sección se hace una revisión de las ideas concernientes a estos dos aspectos.

2.3.1 Origen de los protolitos.

La edad de los protolitos máficos varía entre 146 ± 3 m.a., obtenida empleando Rb-Sr (Hebeda et al., 1980), y 174 ± 4 m.a y 164 ± 4 m.a, obtenidas con K-Ar, en roca total y en separado mineral (Portugal et al., 1988).

El ambiente magmático, en el que se generaron estos protolitos está bastante discutido. Para unos autores (e.g. Nijhuis, 1964; Gómez-Pugnaire, 1979; Gómez-Pugnaire y Cámara, 1990; De Jong y Bakker, 1991; Jabaloy, 1991; López Sánchez-Vizcaíno, 1994; López Sánchez-Vizcaíno et al., 1995), las rocas máficas habrían intruido en un margen continental adelgazado. De esta forma, Muñoz (1986) y Muñoz et al (1988), a partir de datos químicos de roca total y de quimismo mineral, establecen que estas rocas procederían de magmas alcalinos o transicionales de ambiente intraplaca continental. De acuerdo con este modelo, en las metabasitas menos deformadas, también se han encontrado xenolitos extremadamente peraluminosos (Gómez-Pugnaire y Muñoz, 1991), que ponen de manifiesto que los magmas tuvieron que atravesar un corteza continental. Sin embargo, otros autores (e.g. Puga 1977; Burgos et al., 1980; Díaz de Federico, 1980; Bodinier et al., 1987) sostienen que las metabasitas, junto con las serpentinitas intercaladas, constituirían una asociación ofiolítica desmembrada y metamorfizada. Así, Puga (1990) pone de manifiesto que los materiales máficos proceden de magmas de tipo T o P-MORB, generados en una dorsal oceánica influenciada por una pluma mantélica. Por otra parte, Tendero et al., (1993), a partir de supuestos restos orgánicos, proponen que la secuencia de metasedimentos asociados a los cuerpos de rocas máficas, representaría la cobertera sedimentaria de la lámina ofiolítica, a pesar del gran número de evidencias sedimentológicas que indican un medio de depósito continental (Gómez-Pugnaire y Cámara, 1990; De Jong y Bakker, 1991; Jabaloy, 1991; Gómez-Pugnaire et., 1994; López Sánchez-Vizcaíno, 1994; López Sánchez-Vizcaíno et al., 1995).

2.3.2 Asociaciones minerales alpinas desarrolladas en las rocas máficas del Complejo Nevado-Filábride.

En las rocas máficas nevado-filábrides, se han descrito un gran número de asociaciones minerales, que se indicaban en la tabla 2.1, junto al evento metamórfico en el que han sido asignadas por los autores que las han establecido.

En algunos afloramientos (como los de Cóbdar y Lubrín en Sierra de los Filabres; e.g. Franz et al. (1988), Puga et al. (1989b)), aparecen rocas que conservan la paragénesis ígnea, o están ligeramente metamorfizadas, y es posible observar los procesos reaccionales entre las fases minerales ígneas, que dan lugar a las asociaciones eclogíticas, en microdominios con textura coronítica en los que cristalizan fases minerales fuertemente influenciada por la composición de las fases ígneas reaccionantes (Gómez-Pugnaire y Fernández-Soler, 1987; Franz, et al., 1988; Puga et al., 1989b).

Las asociaciones descritas en el evento de alta presión se pueden observar en la tabla 2.1. Las eclogitas pueden presentar textura granoblástica, coronítica, o milonítica. Las eclogitas coroníticas conservan la textura ígnea primaria, y pueden presentar relictos de clinopiroxeno ígneo recrecido por anfíbol cálcico que, según Gómez-Pugnaire y Fernández-Soler, (1987), podría corresponder a un evento pre-eclogítico (Tabla 2.1). Puga et al., (1989b) también describen un anfíbol cálcico, aunque en los límites de grano entre plagioclasa y olivino ígneos, que durante el evento de alta presión dan lugar al desarrollo de coronas de granate, indicando que solo en los contactos entre estas dos fases ígneas se pueden desarrollar las coronas de granate. Sin embargo, Bakker et al. (1989) y Gómez-Pugnaire y Fernández-Soler (1987), describen el desarrollo de coronas de granate en los contactos entre plagioclasa y piroxenos ígneos, a partir de reacciones en las que interviene el anfíbol cálcico que reemplaza al piroxeno, y también reacciones en las que intervienen olivino y plagioclasa, anfíbol cálcico, zoisita y paragonita, y olivino, zoisita y paragonita (Gómez-Pugnaire y Fernández-Soler, 1987).

Las eclogitas granoblásticas presentan un mayor grado de reequilibrio, tanto textural como químico, así, que son raros los relictos de minerales ígneos, y no se conservan vestigios de la textura primaria. En estas eclogitas se desarrollan coronas de zoisita que rodean a agregados con textura decusada de mica (paragonita y margarita) y cristales idioblásticos de cianita, que han sido interpretados como probables pseudomorfos de lawsonita (Gómez-Pugnaire et al., 1985).

TABLA 2.1: ASOCIACIONES MINERALES ALPINAS EN LAS ROCAS MÁFICAS NEVADO-FILÁBRIDES

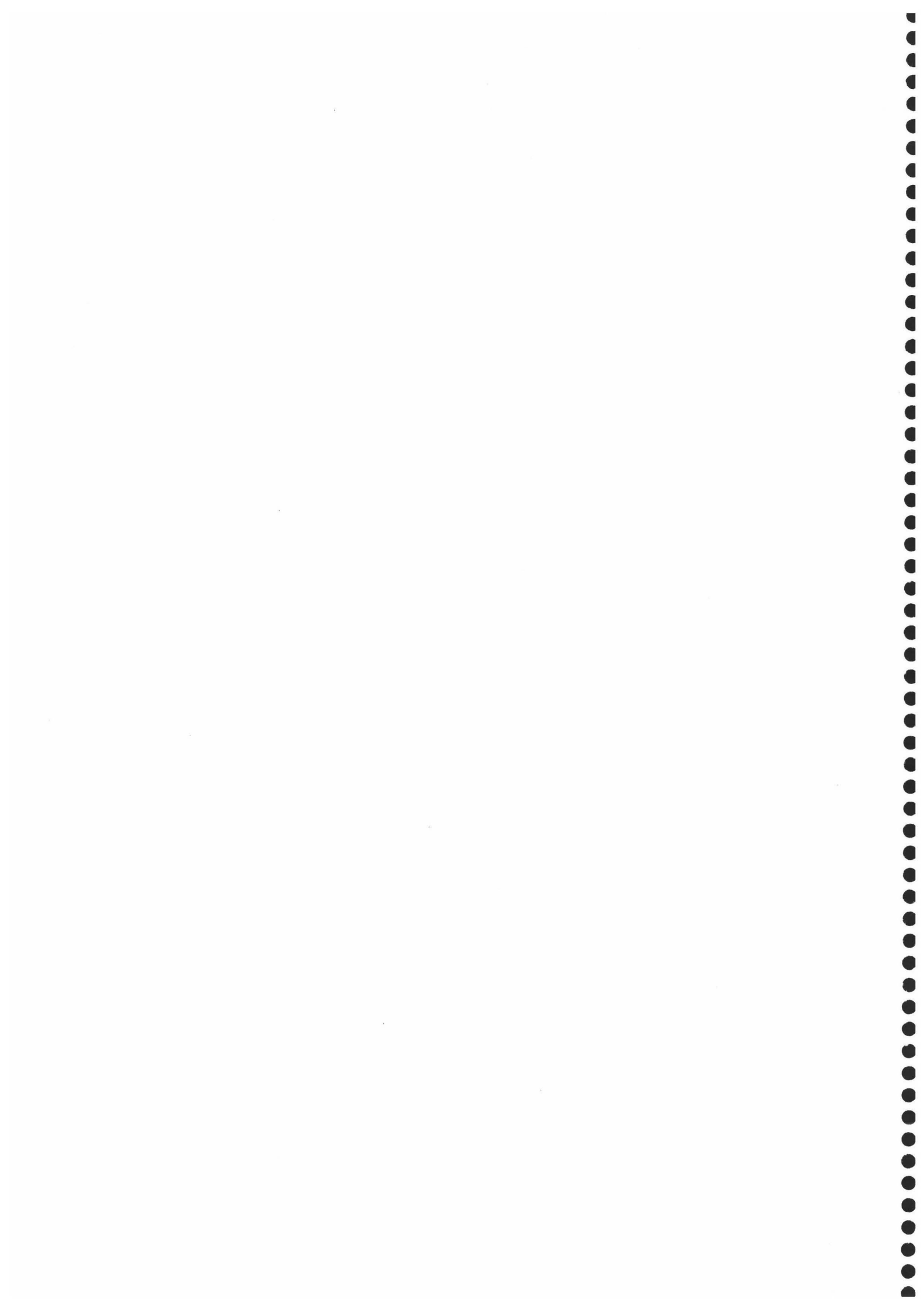
EVENTO METAMÓRFICO	FACIES	ASOCIACIONES
Pre-eclogitas	Esquistos verdes	Zo + Anf-Ca + Pg + Clt (?) (2)
Alta Presión	Eclogitas	Onf + Gr + Anf-Na + Ep + Cz + Arg + mn + Tnt + Ru + Tum + mc.b (1); Onf + Gr + Ky + Anf-Ca + Pg + Zo + Ru + Py ± Q ± Dol (2); Onf + Gr + Gl + Ru ± Ky ± Cz ± Zo ± mc.b ± Lw (?) (3); Onf + Gr + Gl + Ru + Ep ± Pg (4)
	Esquistos azules	Gr + Gl + Zo + Ab + Cld + Pg (2); Gl + Pg (2); Gr + Gl + mc.b + Cz ± Ru ± Sec ± Hu ± Ep ± Ab ± Clt ± Ky (3); Cro + Pg + Gr + Cld + Clt + Ru ± Gl (4)
Presión Intermedia	Anfibolitas de albíta-epidota	Gr + Anf-Na-Ca + Cz + Ab + Olg + Clt + opc + Tnt + Tum + cc + mc b (1); Gr + Ep + Ab + Anf-Na-Ca + Feng + Ilm + Q ± Cal (2); Bar + mc.b + Spl + Ep + Ab + Tnt + opc ± Cz ± Mg-Kph ± Has (3); Anf-Ca + Gr + Ab + Pg ± Bio ± Ep (4)
	Anfibolitas almandínicas	Anf-Ca + Feng + Olg + Ep (2)
Baja Temperatura	Esquistos verdes	Gr + Ab + Olg(?) + Clt + opc + mc.b (1); Ab + Clt + Act + Q (2); Ab + Clt + Sec + mn ± Bio ± Act ± mc.b (3); Bar + Gr + Pg + Ep + Ab (4); MgHb + Gr + Ep + Ab (4).
<p>Abreviaturas de minerales: Ab=albita; Act=actinolita; Anf=anfíbol; Anf-Ca=anfíbol cálcico; Anf-Na=anfíbol alcalino; Anf-Na-Ca=anfíbol sodocálcico; Arg=aragonito; Bar=barroisita; Bio=biotita; Cal=calcita; cc=carbonatos; Cld=cloritoide; Clt=clorita; Cor=corindón; Cpx=clinopiroxeno ígneo; Cro=crossita; Cz=clinozoisita; Dol=dolomita; Ep=epidota; Feng=moscovita fengítica; Gl=glaucofana; Gr=granate; Gr-Alm=granate almandínico; Gr-Py=granater rico en piropo; Has=hastingsita; Hb=hornblenda; Hem=hematites; Hu=humita; Ilm=ilmenita; Ka=anfíbol kaersutíio; Kph=katophorita; Ky= cianita; mc.b=mica blanca; mt=magnetita; Lw=lawsonita; Ol=Olivino; Olg=Oligoclasa; Onf=onfacita; opc=opacos; Pl=plagioclasa; Pg=paragonita; Py=pirita; Q=cuarzo; Ru=rutilo; Sec=sericita; Sill=sillimanita; Spl=simplectita Anf-Ab; Tnt=titanita; Tum= turmalina; Zo=zoisita.</p>		
<p>Referencias: 1= Bakker et al., (1989); 2=Gómez-Pugnaire y Fernández-Soler, 1987; 3= Puga et al, 1989a; 4= Soto, 1991</p>		

Se ha indicado la existencia de una etapa en facies de esquistos azules (e.g. Gómez-Pugnaire y Fernández-Soler, 1987; Puga et al.,

1989a; Soto, 1991), que supondría el tránsito del evento de alta presión al de presiones intermedias. Para algunos autores (e.g. Gómez-Pugnaire y Fernández-Soler, 1987), este proceso fue gradual, mientras que otros (e.g. Puga et al., 1989a) proponen una blastesis en facies de esquistos verdes en los últimos estadios de esta etapa, y un segundo proceso de subducción que daría lugar al desarrollo de las asociaciones de presiones intermedias. Las asociaciones generadas en la etapa de esquistos azules, son muy diversas (Tabla 2.1), y la composición química del anfíbol sódico, asignado a este evento, presenta un amplio intervalo de variación en la razón $Fe^{+3}/Al(VI)$, por lo que puede ser de tipo crossítico (Soto, 1991) o glaucofánico (en el sentido de Leake, 1978). En los sistemas máficos, las asociaciones formadas durante el evento de presiones intermedias, en facies de anfibolitas de albita-epidota, o incluso anfibolitas almandínicas (Gómez-Pugnaire y Fernández-Soler, 1987), están caracterizadas por la presencia de anfíbol sodo-cálcico, generalmente de tipo barroisítico, aunque hay autores que lo asignan al evento de baja temperatura (Soto, 1991), y de albita u oligoclasa (Tabla 2.1).

No existe un consenso sobre las paragénesis desarrolladas en el evento metamórfico de facies de esquistos verdes; así, se han establecido un gran número de paragénesis (Tabla 2.1), algunas de ellas, semejantes a las asignadas a la etapa de presiones intermedias

Además de estas asociaciones, también se han descrito anfibolitas con estaurolita rica en Zn, asignada a un evento tardío de baja presión, en facies de esquistos verdes (e.g. Soto y Azañón, 1994; Soto y Muñoz, 1993).



3. CARACTERIZACION QUIMICA DE LOS PROTOLITOS.

3.1. INTRODUCCION

Esta sección es un intento de caracterización de los protolitos ígneos de los que se derivan las metabasitas y los esquistos máficos objeto de este estudio. Se intentará también evaluar los cambios composicionales asociados a los procesos metamórficos, para posteriormente establecer la naturaleza de los magmas que los originaron. Para ello, se realizará un estudio de los protolitos menos transformados, y se comparan con las rocas más metaforizadas y deformadas.

Un estudio riguroso de la influencia de los contenidos en elementos mayores sobre las pargénesis desarrolladas en los esquistos máficos se efectuará en el capítulo 4.

3.2. DESCRIPCION DE LOS MATERIALES

El material empleado para efectuar la caracterización geoquímica de los protolitos máficos incluye:

- 1.- Rocas escasamente metamorizadas con facies de grano grueso o medio (gabros con texturas y ofíticas y cumulíticas y doleritas con textura ofítica) de Sierra de los Filabres (Cóbdar).

2.- Eclogitas y eclogitas anfibolitizadas de grano grueso o medio (metagabros, metadoleras con textura ofítica y metacuarzodoleritas) y fino, de Sierra de los Filabres (Collado de los Raimundos, Lubrín y Cóbda) y de Sierra Nevada (cantera de Lugros).

3.- Esquistos máficos de Sierra de los Filabres (Barranco Muñoz) y de Sierra Nevada (Camarate y Lugros).

En la figura 3.1 se presenta un esquema cartográfico de la distribución de estos afloramientos. En esta sección se describen las relaciones estructurales y texturales de las rocas máficas que conservan la textura de los protolitos ígneos, mientras que los esquistos máficos se estudiarán en detalle en el Capítulo 4.

Las rocas máficas no deformadas afloran como cuerpos discontinuos de tamaño variable que nunca llegan a superar los 2 Km², intercalados entre las metapelitas y metapsammitas de la formación Tahal y los mármoles brechificados y metaevaporitas de la formación Huertecica (Nijhuis, 1964; Gómez-Pugnaire, 1981; Martínez-Martínez, 1984/85). Los contactos de estos cuerpos con los metasedimentos están, generalmente, brechificados. Sin embargo, a partir de evidencias estructurales, texturales y petrográficas, es posible reconocer que se trata de cuerpos intrusivos subvolcánicos asociados, probablemente, a un vulcanismo que originó gran parte de los esquistos máficos que aparecen intercalados entre los materiales carbonatados y metapelíticos de las Casas. Así, las estructuras volcánicas (pillow lavas y coladas) descritas recientemente por Puga et al., (1995) ponen de manifiesto que este magmatismo debió presentar manifestación volcánicas más o menos importantes.

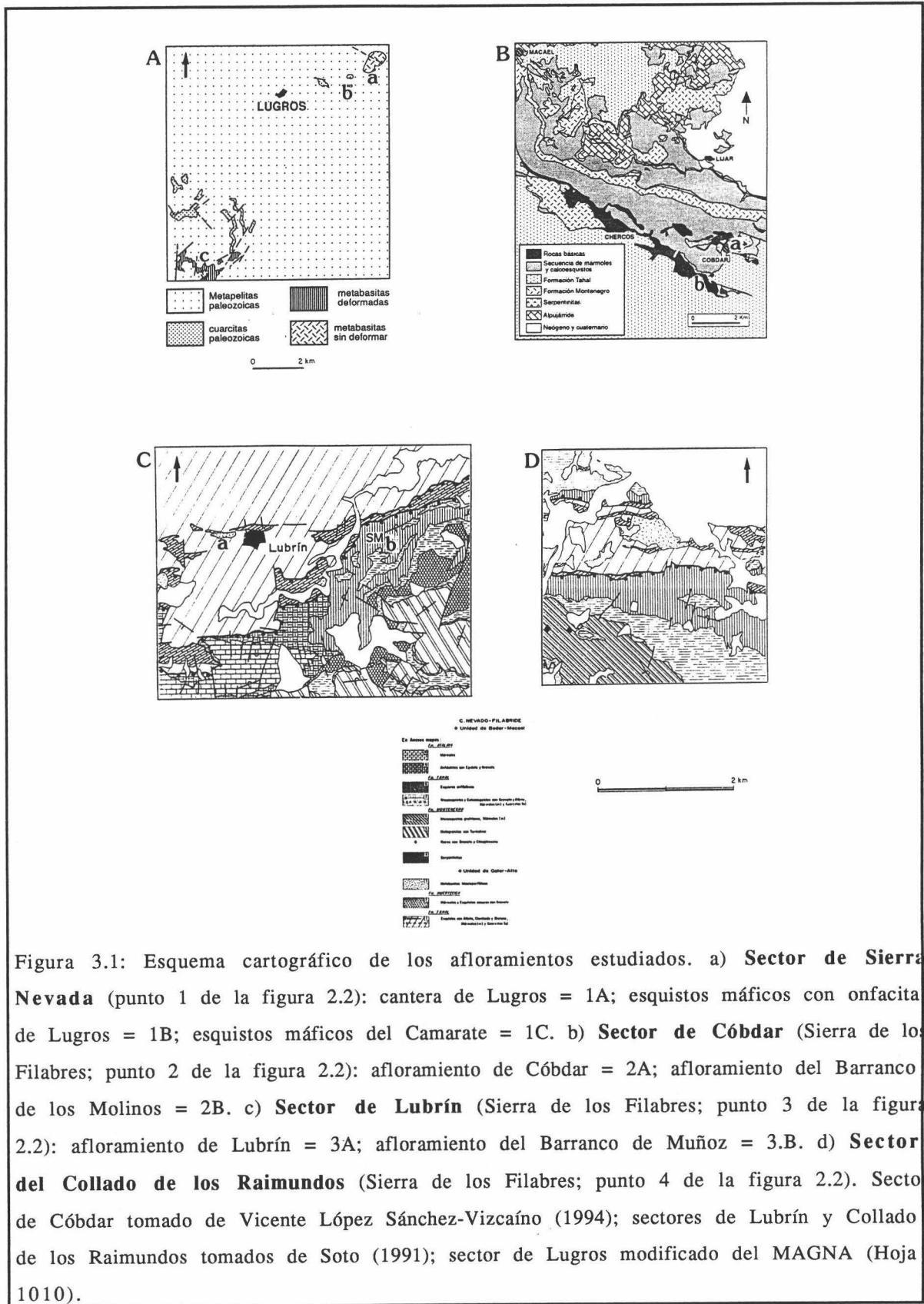


Figura 3.1: Esquema cartográfico de los afloramientos estudiados. a) **Sector de Sierra Nevada** (punto 1 de la figura 2.2): cantera de Lugros = 1A; esquistos máficos con onfacita de Lugros = 1B; esquistos máficos del Camarate = 1C. b) **Sector de Córdar** (Sierra de los Filabres; punto 2 de la figura 2.2): afloramiento de Córdar = 2A; afloramiento del Barranco de los Molinos = 2B. c) **Sector de Lubrín** (Sierra de los Filabres; punto 3 de la figura 2.2): afloramiento de Lubrín = 3A; afloramiento del Barranco de Muñoz = 3.B. d) **Sector del Collado de los Raimundos** (Sierra de los Filabres; punto 4 de la figura 2.2). Sector de Córdar tomado de Vicente López Sánchez-Vizcaíno (1994); sectores de Lubrín y Collado de los Raimundos tomados de Soto (1991); sector de Lugros modificado del MAGNA (Hoja 1010).

Los cuerpos máficos están formados esencialmente por facies de grano grueso, que aparecen cortados por diques de potencia variable (entre algunos centímetros y 1 ó 2 mts) con facies porfídicas o afaníticas vesiculares. En algunos sectores (e.g Río de los Molinos, Cóbдар) estos diques se presentan como intrusiones múltiples englobando dominios que pasan gradualmente a doleritas con texturas ofíticas o porfídica con matriz ofítica; mientras que en otros aparecen con contactos netos.

Las rocas menos transformadas están constituidas esencialmente por olivino ($Fo = 69 - 82$), que desarrollan una coloración marrón (Foto 3.1), plagioclasa ($An = 48 - 70$) y clinopiroxeno. Además pueden presentar anfíbol de tipo kaersutítico (Foto 3.2) y hastingsítico y flogopita (Morten et al., 1988). La composición del clinopiroxeno se proyecta en el campo de la augita cerca de los límites con los del diópsido y la salita (Figura 3.2.a), que indican protolitos con cierta afinidad alcalina (Fodor et al., 1975), y contenidos en Ti, Na y Ca propios de basaltos alcalinos (Leterrier et al., 1982) (Figura 3.2.b). En las facies porfídicas, los fenocristales están constituidos por plagioclasa y olivino; tanto en la facies porfídicas como en las afaníticas el olivino aparece en matriz, aunque con contenidos modales subordinados a la plagioclasa y al clinopiroxeno. En las metacuarcodoleritas también aparece cuarzo con inclusiones de apatito acicular y allanita recrecida por epidota. Las doleritas (e.g. Cóbдар y Lubrín) también presentan xenolitos peraluminosos de tamaño centimétrico (Foto 3.1), que ponen de manifiesto la existencia de procesos de asimilación de rocas pelíticas, constituidos por agregados de sillimanita que pseudomofizan cristales de andalucita, y por un borde reaccional de plagioclasa anortosítica (Gómez-Pugnaire y Muñoz, 1990, 1991). En estas rocas menos transformadas (Gómez-Pugnaire y Fernández-Soler, 1987; Franz et al, 1988; Puga et al., 1989b), se registra una blastesis incipiente caracterizada por el desarrollo de coronas, en los contactos granate-plagioclasa, de anfíbol

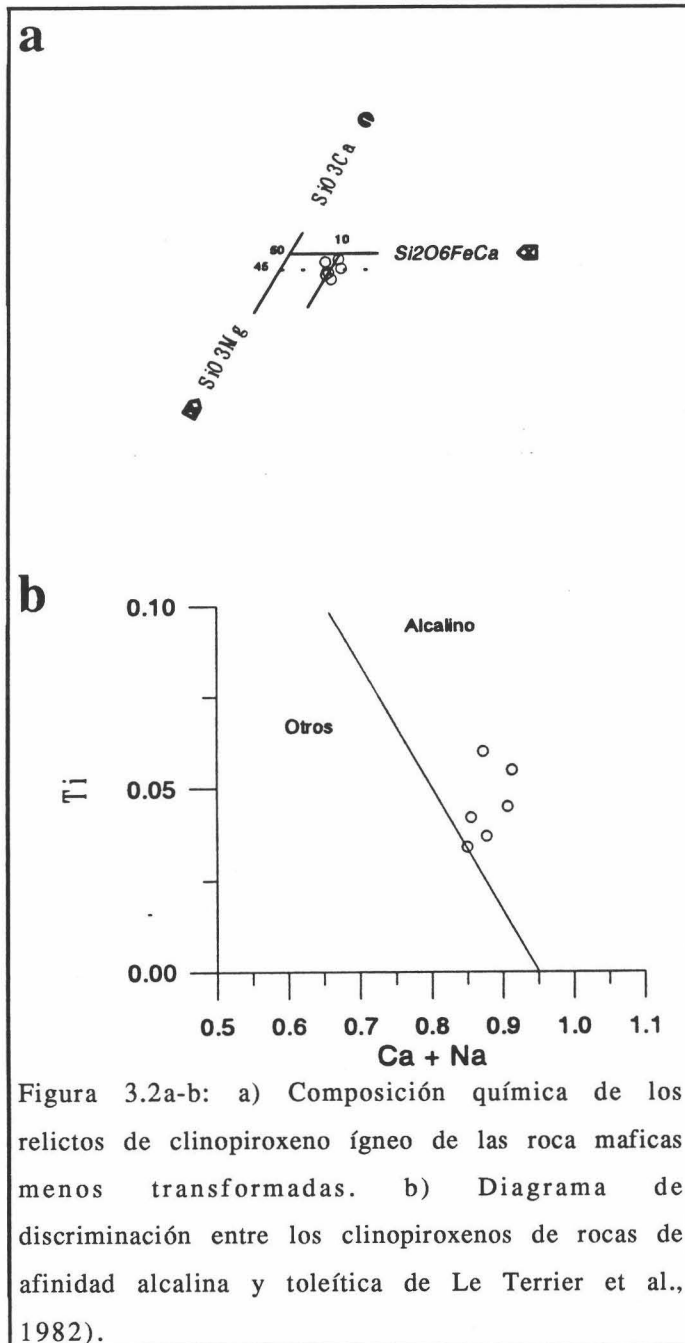


Figura 3.2a-b: a) Composición química de los relictos de clinopiroxeno ígneo de las rocas maficas menos transformadas. b) Diagrama de discriminación entre los clinopiroxenos de rocas de afinidad alcalina y toleítica de Le Terrier et al., 1982).

cálcico, enstatita y granate, y, en ocasiones, además antofilita, talco y flogopita sódica. La composición de estas fases minerales está controlada por el dominio en el que se genera (e.g los granates adyacentes al olivino son más ricos en piropero), poniendo de manifiesto una blastesis controlada por procesos defusionales (Franz et al, 1988). Estos dominios menos transformados aparecen intercalados entre rocas anfibolitizadas con relictos de la paragénesis eclogítica.

En las rocas en las que la blastesis metamórfica ha sido intensa, las eclogitas derivadas de los protolitos con facies de grano grueso desarrollan texturas coroníticas (Foto 3.3),

mientras que las que provienen de rocas de grano fino manifiestan texturas granoblásticas. En las eclogitas coroníticas la plagioclasa y el olivino están totalmente transformados; la plagioclasa está pseudomorfizada por agregados de paragonita y zoisita, mientras que el olivino aparece transformado a agregados fibroso-radiales de

anfíbol cálcico y sodo-cálcico. La textura coronítica (Gómez-Pugnaire y Fernández-Soler, 1987) viene definida por coronas de granate que se desarrollan en torno a agregados con textura decusada de (1) onfacita, (2) onfacita + anfíbol, (3) anfíbol, y (4) onfacita + anfíbol + paragonita. A pesar de la intensa blastesis se conservan algunos relictos de augita y kaersutita. En los xenolitos de estas rocas, la sillimanita es reemplazada por un fino agregado de paragonita y cianita, mientras que el borde de plagioclasa es reemplazado por zoisita-clinozoisita, y se desarrollan agregados de turmalina (Foto 3.4). Las eclogitas granoblásticas se caracterizan por el desarrollo de una fábrica muy recrystalizada constituida por agregados granoblásticos de onfacita, anfíbol, zoisita/clinozoisita y granate.

La presencia de anfíbol kaersutítico, el desarrollo de olivino tanto en la matriz, como en los fenocristales de las facies de grano fino, y la composición del clinopiroxeno ponen de manifiesto que los magmas de los que derivan estas rocas poseían un marcado carácter alcalino. Por otra parte la existencia de xenolitos extremadamente peraluminosos en algunos de los afloramientos estudiados (cantera de Lugros y el Camarate en Sierra Nevada; y Córdar y Lubrín en Sierra de los Filabres), indican el desarrollo de procesos de asimilación generalizados

3.3. COMPOSICION QUIMICA DE LOS PROTOLITOS

Los análisis de elementos mayores y Zr se realizaron por FRX y las tierras raras y el resto de las trazas por ICP-MS en el Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada. En el apéndice 1, se presentan los contenidos en elementos mayores y trazas, y la norma CIPW de las rocas máficas estudiadas.

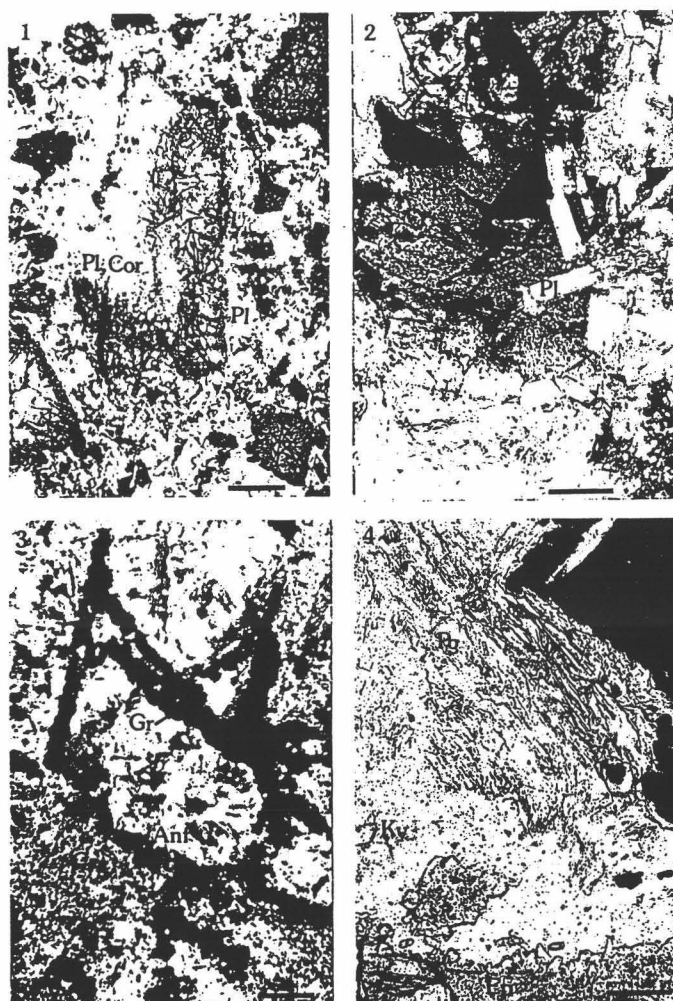


Foto 3.1-4: 1) Xenolito peraluminoso constituido por un agregado de sillimanita, corindón y plagioclasa con un borde de de plagioclasa anortosítica en dolerita con olivnio marrón de Cóbдар (Escala gráfica = 0.5 mm). 2) Anfbol kaersutítico poiquilítico con inclusiones idiomórficas de plagioclasa ígnea e ilmenita en dolerita poco transformada de Cóbдар (Escala gráfica = 0.2 mm). c) Corona de granate en el contacto entre dominios de anfíbol fibroso-radiado y de zoisita/clinozoisita en eclogita coronática de Lugros (Escala de la barra = 0.5 mm). d) Xenolito pseudomorfizado por un agregado de pargonita y cianita y un borde de zoisita/clinozoisita con desarrollo de turmalina (Escala gráfica = 0.2 mm).

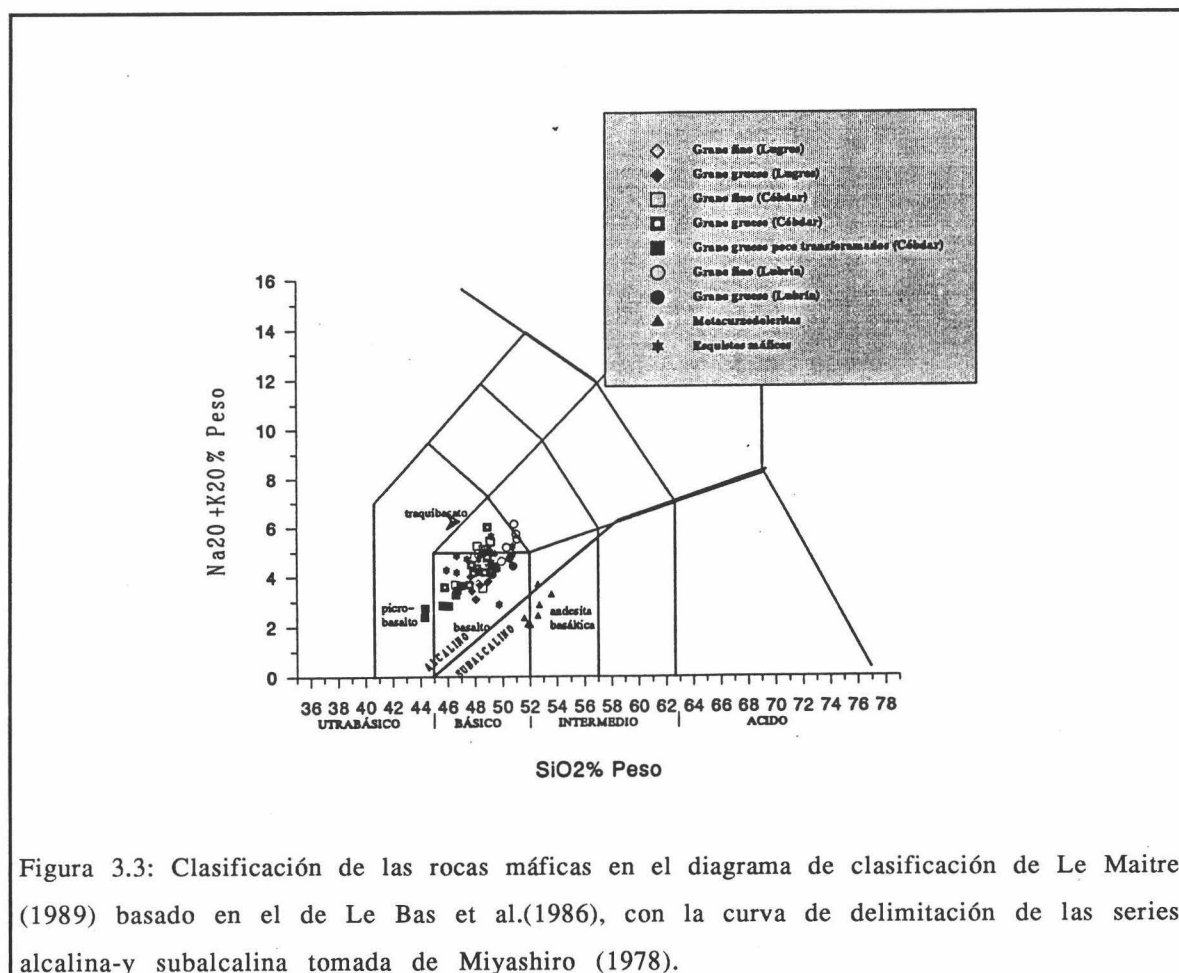
Abreviaturas de los minerales como en la tabla 2.1.

A pesar de las similitudes petrográficas y mineralógicas indicadas anteriormente, las rocas máficas presentan un amplio espectro de variación composicional, observándose grandes diferencias entre las rocas de los afloramientos de Sierra de los Filabres y los de Sierra Nevada, que, en principio, se pueden deber a factores primarios (distintas tasas de fusión parcial, heterogeneidad de la fuente mantélica a escala regional, etc.), o secundarios (metasomatización, o removilización selectiva de determinados elementos).

A continuación se analizarán las características químicas de estos materiales, con el objetivo de establecer, si es posible, la contribución de ambos tipos de factores a la variabilidad química observada. Para ello se efectuará una discusión de la movilidad de ciertos elementos, fundamentalmente los de alto potencial iónico, que han sido considerados como inmóviles (e.g. Pearce y Cann, 1973; Floyd y Winchester, 1975) y utilizados para la caracterización de ambientes petrogenéticos (e.g. Pearce y Cann, 1973; Wood et al., 1979, 1980; Meschede 1986)

3.3.1 Elementos mayores

La composición de las doleritas, y de los esquistos máficos, según el diagrama TAS (Figura 3.3) de Le Maitre (1989) basado en el de Le Bas et al.(1986), corresponde a basaltos alcalinos, y la de los materiales de grano fino a traquibasaltos y basaltos alcalinos, mientras que los gabros se proyectan en el campo de los picrobasaltos; los análisis que se proyectan en el campo de las andesitas basálticas con afinidades subalcalinas corresponden a las metacuarzodoleritas.



La saturación en sílice es variable aunque lo más frecuentemente es que sean subsaturadas; así los gabros y doleritas menos transformados (con pérdidas por calcinación, PC, comprendidas entre 0.20 y 1.29) presentan generalmente nefelina normativa ($Ne-Norm = 0.29 - 2.18 \%$), y solo algunas muestras están saturadas ($Hy-Norm = 0.46$); de la misma forma, los metagabros y metadoleritas (PC = 0.75 - 2.13) son también, fundamentalmente subsaturados, pero con contenidos en Ne-Normativa algo más altos ($Ne-Norm = 0.26 - 4.21 \%$); mientras que las rocas de grano fino son las más subsaturadas ($av. Ne-Normativa = 4.35 \%$, con valores comprendidos entre 1.21 y 8.90 %); y por el contrario, las metacuarzodioritas están sobresaturadas en sílice ($Q-Norm = 1.88 - 0.13\%$); y por último, en los esquistos máficos,

abundan tanto composiciones subsaturadas ($Ne-Norm = 5.52 - 0.29\%$), como saturadas ($Hy-Norm = 0.41 - 6\%$).

Las rocas alcalinas de Cóbdar, que son en general, las menos transformadas metamórficamente, presentan una evolución similar a la tendencia tipo Kennedy (Miyashiro, 1978) caracterizada por una evolución hacia términos más subsaturados y un enriquecimiento simultáneo en FeOt (Figura 3.4); sin embargo las rocas de Lubrín y de Lugros no presentan tendencias bien diferenciadas; por otra parte, los esquistos máficos, parecen desarrollar una tendencia que Miyashiro (1978) denominaba de tipo *straddle-B*, que comienza con subsaturadas y evoluciona hacia términos más saturados llegando a desarrollar materiales saturados, sin embargo esto es muy especulativo dada las removilizaciones detectadas en elementos mayores que se discutirán más adelante.

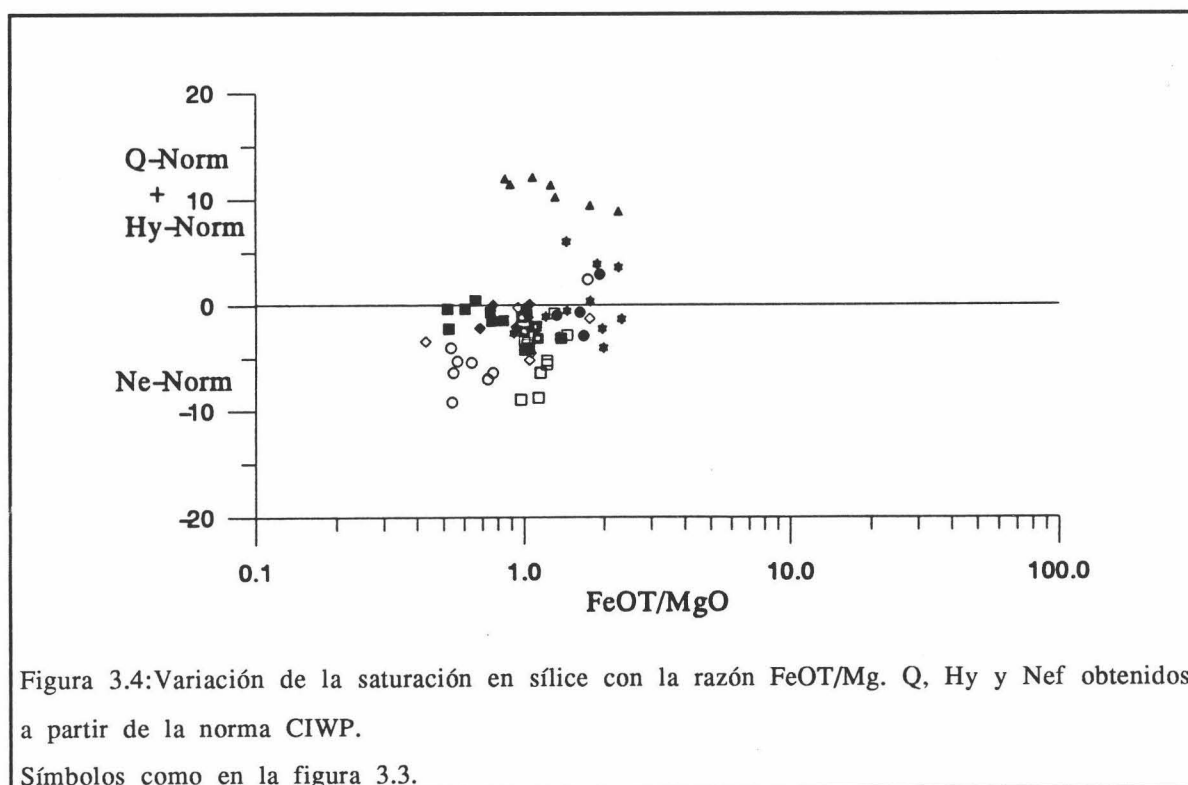
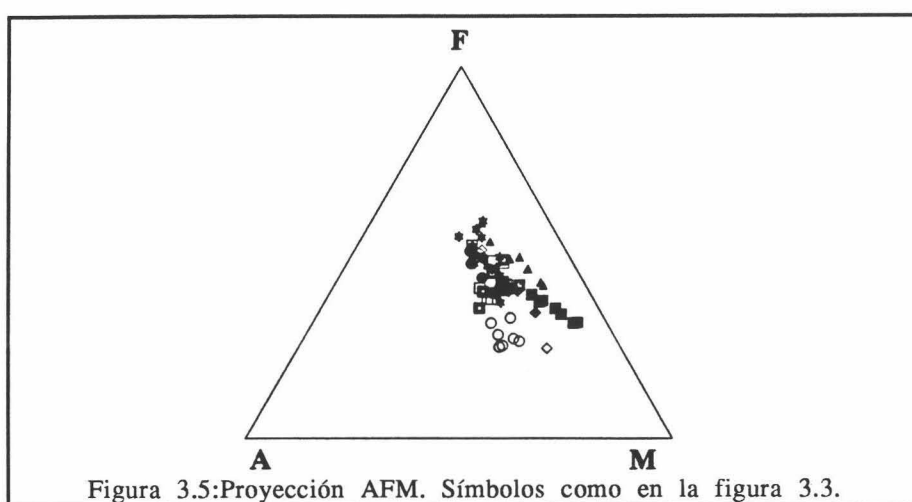


Figura 3.4: Variación de la saturación en sílice con la razón FeOT/Mg. Q, Hy y Nef obtenidos a partir de la norma CIWP.

Símbolos como en la figura 3.3.

En la proyección AFM (Figura 3.5), se observa la misma evolución indicada para las rocas de Córdar, con un en un enriquecimiento progresivo en FeO y en álcalis, que se hace algo más acusado en los materiales de grano fino. Las rocas de grano fino de las otras localidades, sin embargo, presentan altos contenidos en MgO, que pueden ser originados por procesos de removilización de FeO o MgO.

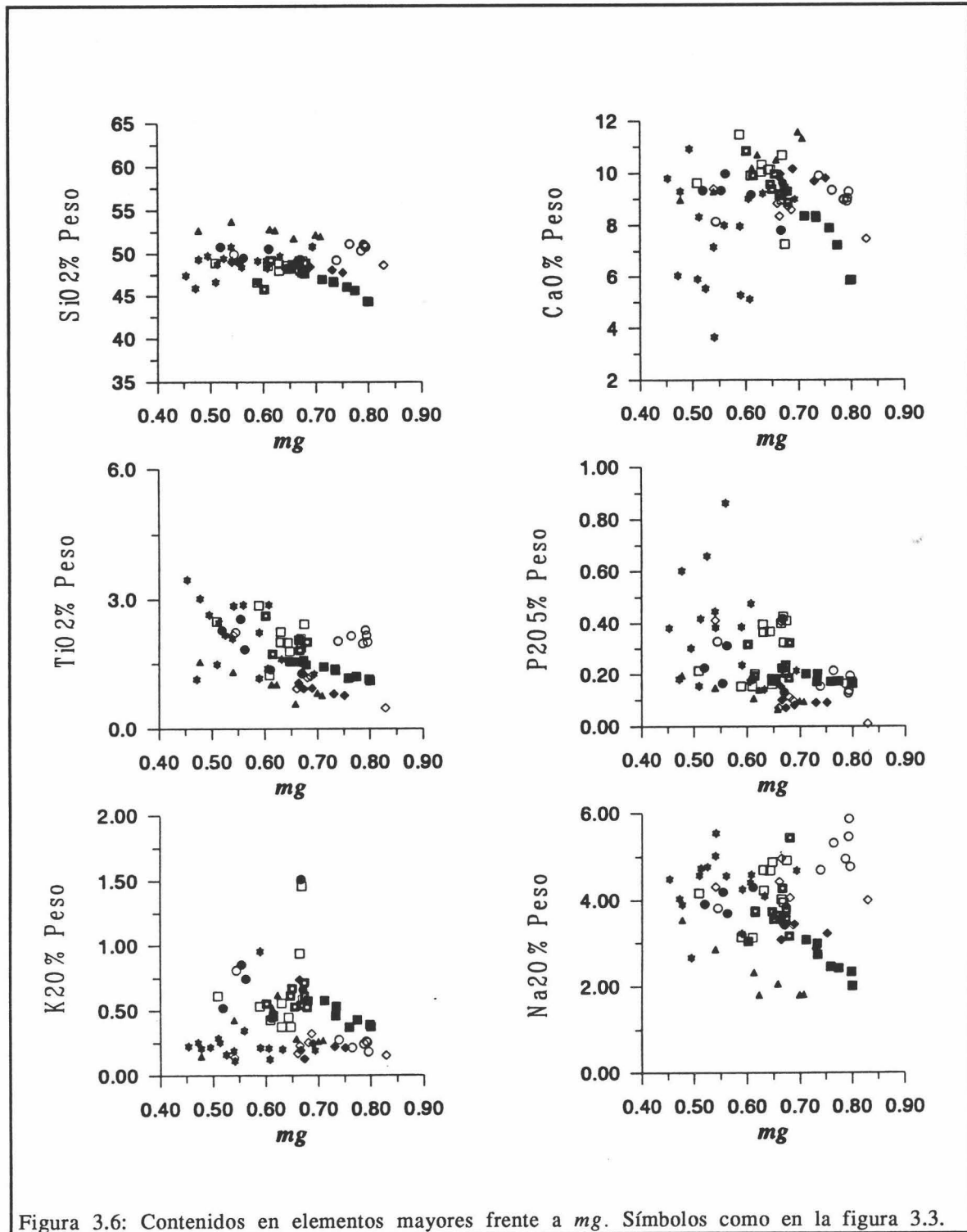


El número de magnesio, mg ($mg = Mg/(Mg+Fe^{+2})$), asumiendo que $Fe^{+3}/Fe^{+2} = 0.15$, varía entre 0.80 (en rocas ciertas rocas de grano fino más alteradas y en gabros) y 0.48 (en algunos esquistos máficos)

En la figura 3.6, se han proyectado los contenidos en elementos mayores (expresados como óxidos en base anhidra) en relación a mg .

En las rocas máficas no deformadas de Córdar y Lubrín, SiO_2 , CaO , Na_2O , TiO_2 y P_2O_5 están negativamente correlacionados con mg , sin embargo, en las rocas de grano fino más transformadas, los contenidos en estos elementos se salen de la tendencia general, debido al alto contenido en MgO puesto de manifiesto. Los esquistos máficos están muy enriquecidos en P_2O_5 y TiO_2 ; presentando algunos de ellos un notable empobrecimiento en CaO y en SiO_2 , que como se verá posteriormente se corresponden a protolitos con abundante

paragonita y anfíbol sodo-cálcico. Las eclogitas no deformadas de Lugros están notablemente empobrecidas en P_2O_5 y TiO_2



El K también se correlaciona negativamente con mg en los gabros, doleritas y eclogitas anfibolitizadas de Cóbдар y Lubrín, mientras que, por el contrario, en los esquistos máficos (salvo un análisis que corresponde a un esquisto con moscovita fengítica) y en la mayor parte de las eclogitas anfibolitizadas de Lugros, presenta contenidos muy bajos. Este comportamiento del K se puede deber a que en las rocas no deformadas de Cóbдар y Lubrín se conservan abundantes relictos de kaersutita y de biotita marrón, que durante el metamorfismo se han transformado, de forma sucesiva, a moscovita fengítica (en facies de eclogitas y de anfibolitas de albita-epidota) y a biotita verde (en facies de esquistos verdes), por lo que siempre hubo durante el metamorfismo una fase receptora de K con alto $K_d^{min/fl}$, mientras que en las otras rocas estas fases minerales están ausentes, así solo se observa moscovita fengítica en algunos esquistos máficos, y escasos relictos de kaersutita en eclogitas de la cantera de Lugros. Por lo tanto, el bajo contenido en K que presentan estas rocas se puede deber a una lixiviación de este elemento durante algún proceso hidrotermal que discutiremos más adelante.

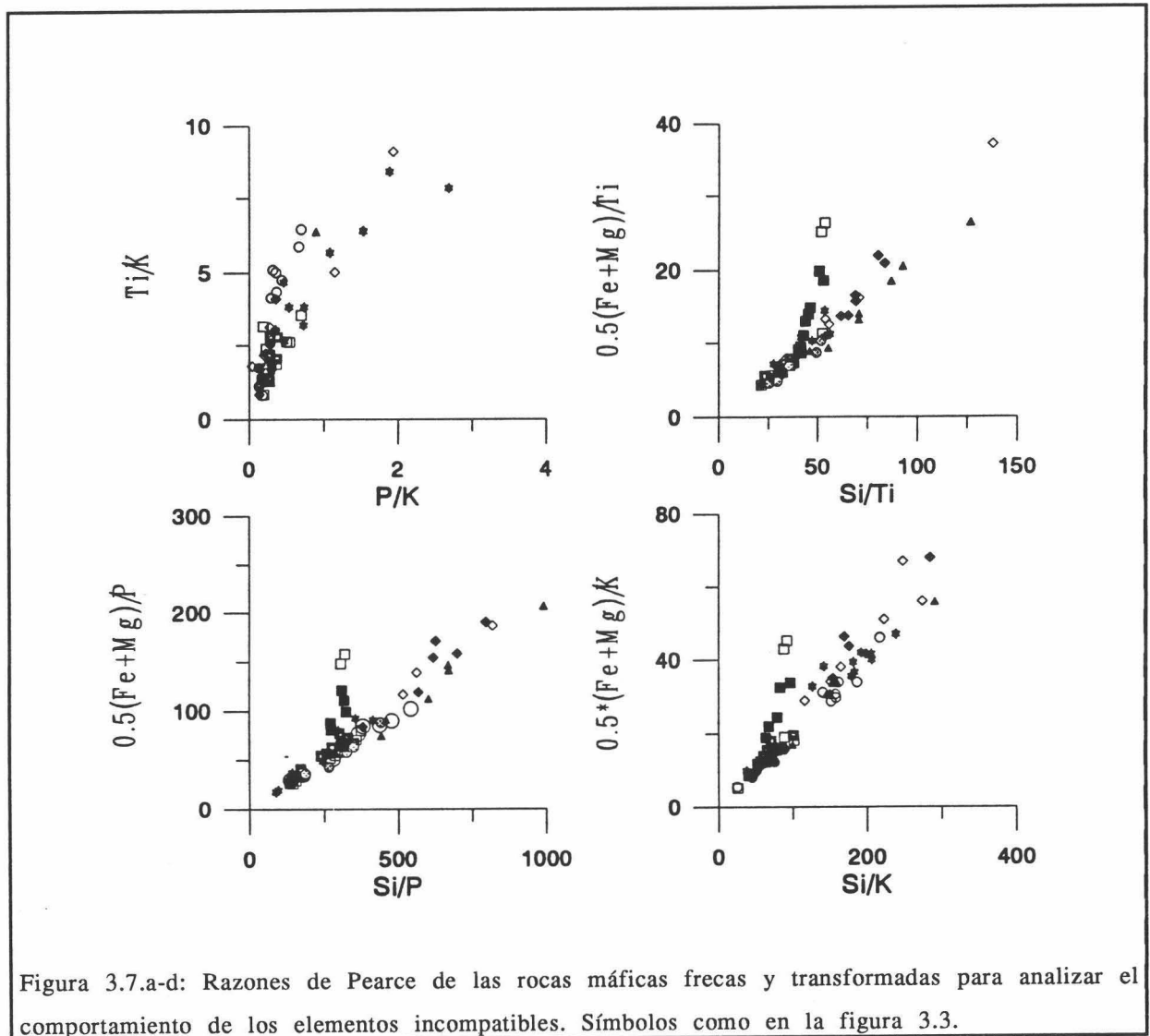
A continuación pasamos a efectuar un estudio empleando razones elementales de Pearce (1968, 1970), que han sido utilizadas para testar hipótesis petrogenéticas y para analizar procesos de removilización elemental (e.g. Pearce, 1987; Nicholls, 1988; Russell y Nicholls, 1988; Nicholls y Gordon, 1994). Estas razones se obtienen dividiendo el contenido molar de un elemento dado por el de otro elemento cuyo contenido en términos absolutos no haya variado, i.e. que sea conservativo (Pearce, 1968; Nicholls, 1988), como los elementos incompatibles.

Para seleccionar elemento conservativo, siguiendo las consejos de Nicholls (1988), se han proyectado en la figura 3.7.a las razones Ti/K y P/K. Si estos elementos fuesen incompatibles, y las rocas estudiadas siguiesen una serie cogenética, las razones deberían proyectarse en un punto (o al menos en una región pequeña en

relación a al error analítico). Sin embargo esto no es así: los esquistos máficos y las rocas de grano fino presentan una gran dispersión, esto puede venir explicado por el notable empobrecimiento en K puesto de manifiesto, debido a que ha sido removilizado en estas rocas como ya hemos discutido. El resto de las rocas se proyectan en una región más restringida caracterizada por una variación despreciable de la razón P/K y una mayor dispersión de la razón Ti/K, que puede ser debida a la cristalización de ilmenita, por lo que el Ti dejaría de ser incompatible.

En los diagramas 3.7.b-d, se han proyectado las razones $0.5 * (Fe + Mg)/n$ y Si/n , (donde $n = P, Ti$ y P), en todos ellos, las rocas menos transformadas de Córdar presentan una pendiente más alta que el resto de las rocas que se disponen según una línea que pasa por el origen y presentan un rango de valores muy altos (de forma especial las rocas no deformadas de Lugros). Esto pone de manifiesto que los elementos del denominador no son conservativos (Pearce, 1978; Nicholls, 1988). Como esta variabilidad no está controlada por factores ígneos (e.g. en las rocas eclogitizadas de Lugros, los campos definidos por las razones de las facies de grano fino y de grano grueso se solapan), quiere decir que elementos considerados inmóviles, como Ti y P, se han movilizado, por procesos que no guardan una relación directa con el grado de metamorfismo y la deformación, ya que la dispersión presentada por las rocas no deformadas de Lugros es mayor que la de los esquistos máficos para las razones con estos elementos considerados “inmóviles”.

Por lo tanto, a continuación pasamos a discutir los mecanismos de fraccionación de los protolitos menos transformados. El que no se hayan encontrado dominios con relictos ígneos en los afloramientos de metacuarzodoleritas, no hace posible abordar las relaciones entre rocas alcalinas y toleíticas.



En el diagrama de la figura 3.8.a, se puede estudiar la fraccionación de fases ferromagnesianas y la plagioclasa en series de rocas ígneas cogenéticas. Así, la fraccionación de olivino origina series de rocas que se ajustan a una recta de pendiente unidad; la incorporación de plagioclasa o clinopiroxeno al extracto provoca una disminución de la pendiente, y la fraccionación de óxidos suponen un aumento de dicha pendiente (Russell y Nicholls, 1988). Los protolitos más frescos, salvo dos muestras que se salen de la tendencia manifestando la acumulación de espinela cromífera, presentan una pendiente de 0.51 y un intercepto con el eje de ordenadas de 55,

implicando un extracto constituido aproximadamente por una parte olivino y otra de plagioclasa + clinopiroxeno. La proporción de clinopiroxeno y plagioclasa en el extracto se puede establecer a partir del diagrama de la figura 3.8.b. En éste, la fraccionación de clinopiroxeno produce trayectorias verticales, mientras que la de plagioclasa trayectorias con pendiente unidad (Russell y Nicholls, 1988); las rocas más frescas se ajustan según recta con una pendiente de 1.14 y un intercepto de 1.19., implicando una fuerte fraccionación de plagioclasa.

Por lo tanto, las variaciones químicas de elementos mayores de las rocas de Cóbдар se pueden explicar a partir de un magma inicial de afinidad alcalina, modificado por procesos de asimilación de rocas crustales peraluminosas (como se pone de manifiesto por la existencia de xenolitos), que evoluciona por la extracción de olivino, plagioclasa y espinela cromífera, y cantidades subordinadas de clinopiroxeno.

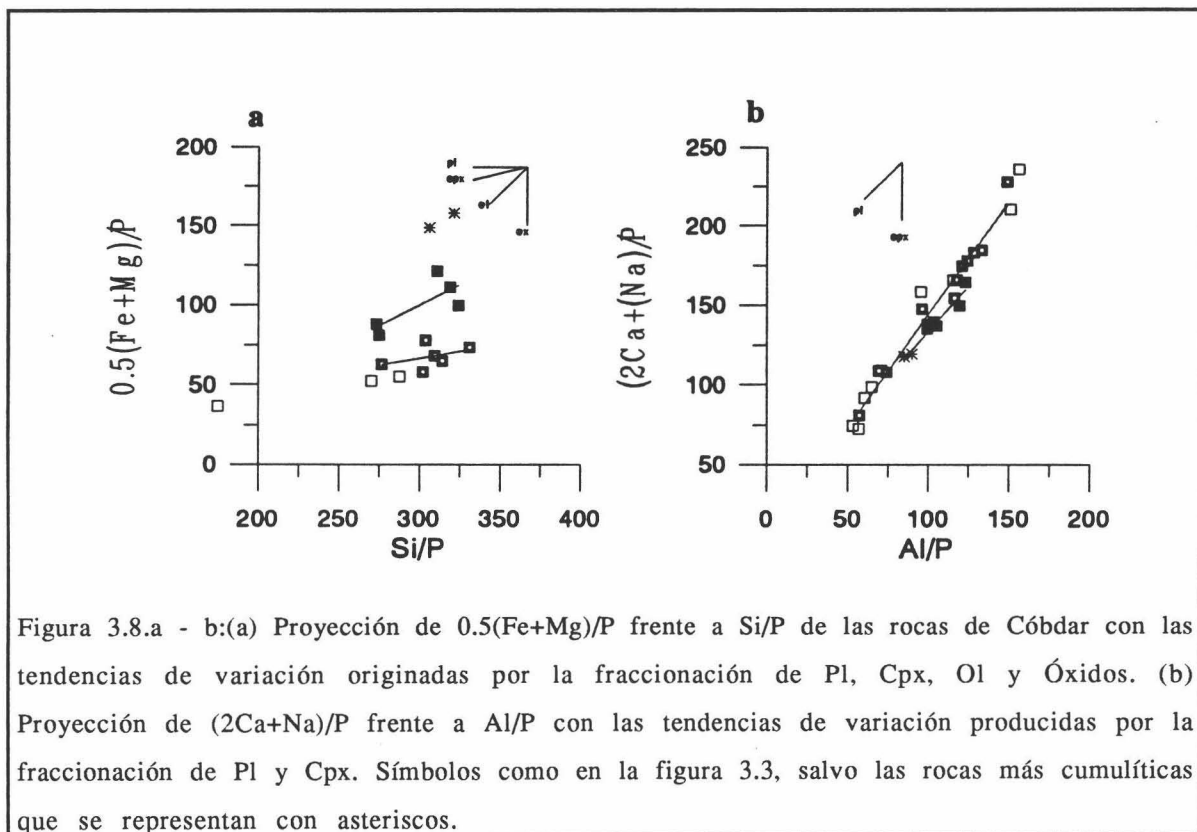
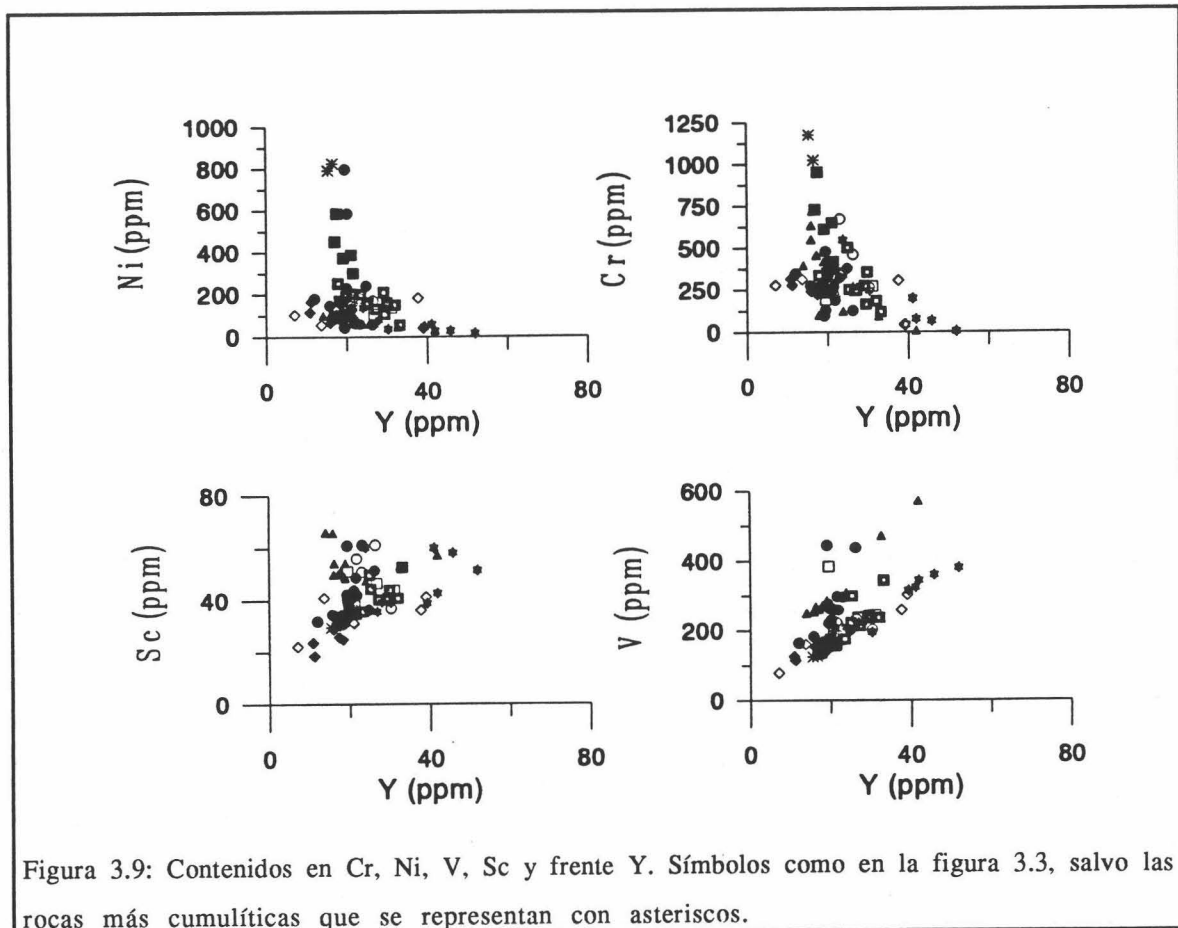


Figura 3.8.a - b:(a) Proyección de $0.5(\text{Fe}+\text{Mg})/\text{P}$ frente a Si/P de las rocas de Cóbдар con las tendencias de variación originadas por la fraccionación de Pl, Cpx, Ol y Óxidos. (b) Proyección de $(2\text{Ca}+\text{Na})/\text{P}$ frente a Al/P con las tendencias de variación producidas por la fraccionación de Pl y Cpx. Símbolos como en la figura 3.3, salvo las rocas más cumúlíticas que se representan con asteriscos.

3.3.2 Elementos traza.

3.3.2.1 Elementos de transición.

En la figura 3.9 se han proyectado los contenidos en Cr, Ni, V, Sc y frente Y, que es un elemento incompatible relativamente inmóvil. Ni y Cr se correlacionan negativamente con Y, mientras que Sc y V lo hacen de forma positiva. Este comportamiento es congruente con las estimaciones efectuadas anteriormente, así los elementos como Sc y V que tienden a concentrarse en el clinopiroxeno, que entra en menor proporción en el extracto, se comportan de forma incompatible, mientras que Cr y Ni que se concentran en espinela y olivino, respectivamente, presentan un carácter compatible.



3.3.2.2 Elementos incompatibles.

En la figura 3.10 se han proyectado Zr, Rb, Th, Nb, La e Yb frente a Y. Zr, Th, Nb, La e Yb se correlacionan de forma positiva con Y. Las rocas de Lugros están notablemente enriquecidas en Th y empobrecidas en Nb, Zr, Y e Yb; las metacuartzodioritas presentan contenidos similares de Th y Nb, pero presentan concentraciones más altas en elementos de alto potencial y iónico y en REE. El Rb es alto en las rocas de Cóbdar menos transformadas y en los esquistos máficos con fengita, mientras que en el resto de los esquistos máficos, y en la mayor parte de las muestras de eclogitas anfibolitizadas de Lugros presentan concentraciones muy bajas.

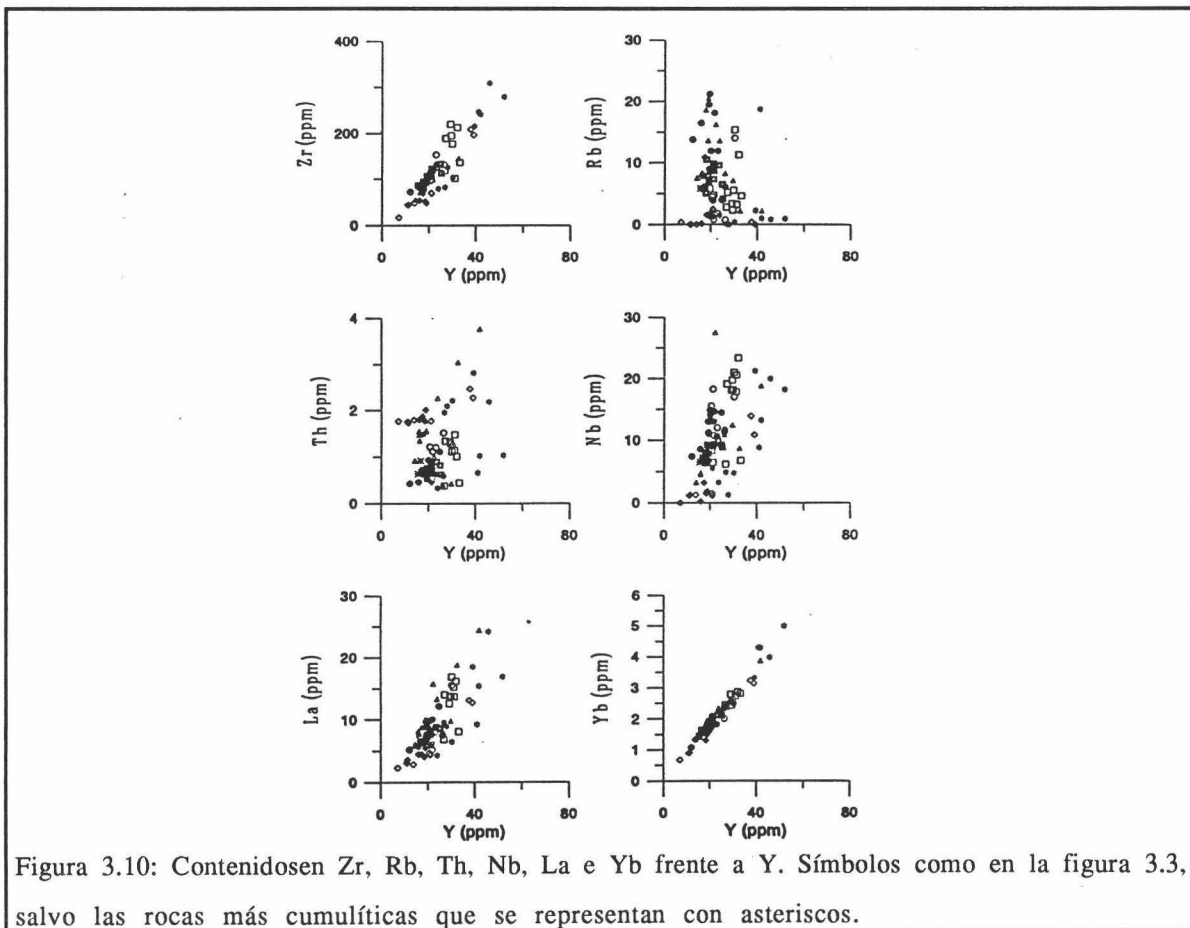


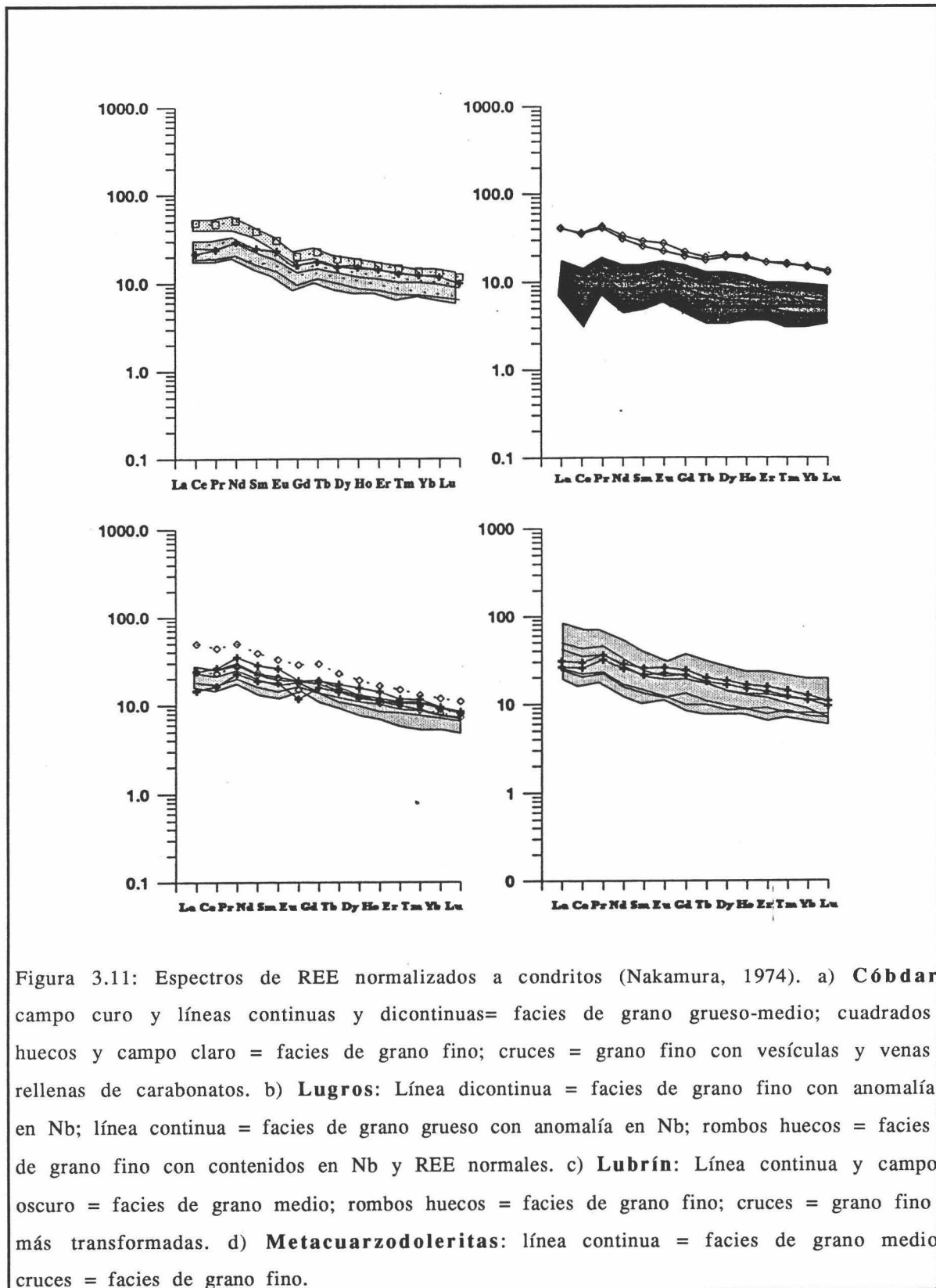
Figura 3.10: Contenidos en Zr, Rb, Th, Nb, La e Yb frente a Y. Símbolos como en la figura 3.3, salvo las rocas más cumúlíticas que se representan con asteriscos.

3.3.2.3 *Tierras raras (REE).*

Los contenidos en REE normalizados a condritos de las rocas máficas no deformadas se presentan en la figura 3.11, y los de los esquistos máficos en la figura 3.12.

Las doleritas y metadoleritas de Cóbдар y Lubrín (Figuras 3.11.a y c) presentan unos espectros similares a los de los basaltos de islas oceánicas y a los de las toleitas continentales (e.g. Bertrand et al, 1982; Dostal et al., 1992), enriquecidos en LREE con razones $(La/Yb)_n$ comprendidas entre 2.10 y 4.82, y abundancias de La entre 20 y 60 veces los condritos, presentando las facies de grano fino los niveles más altos. Las metacuarcodioritas (Figura 3.11d) presentan espectros muy parecidos con razones $(La/Yb)_n$ comprendidas entre 3.21 y 4.18 y enriquecimientos en La entre 20 y 90 veces los condritos. Las rocas de grano fino más alteradas, con venas y vacuolas rellenas de carbonatos, presentan un marcado empobrecimiento en LREE y MREE, implicando el lixiviado de estos grupos de elementos.

Las eclogitas anfibolitizadas de Lugros (Figura 3.11.b) presentan espectros más planos ($(La/Yb)_n = 1.40-2.62$) y niveles de concentración más bajos (La = 8-20 x Condritos), desarrollando importantes anomalías negativas en Ce. Las facies de grano grueso presentan una anomalía positiva en Eu, reflejando la fraccionación de plagioclasa. En general las facies finas son similares a las de grano fino, aunque algunos análisis muestran niveles de concentración y razones $(La/Yb)_n$ similares a los de las rocas de Lubrín y Cóbдар.



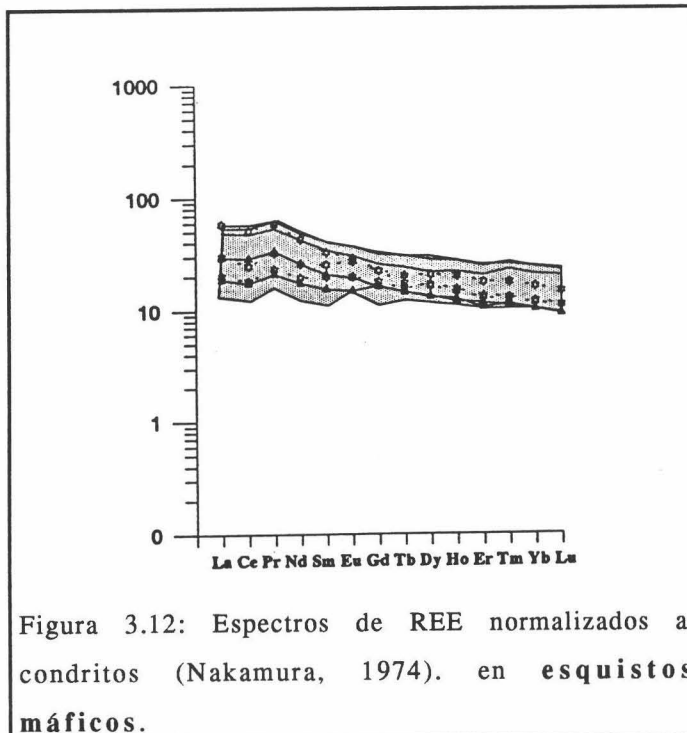


Figura 3.12: Espectros de REE normalizados a condritos (Nakamura, 1974). en esquistos máficos.

Los esquistos máficos (Figura 3.12), a pesar del metamorfismo y de las deformaciones sufridas, presentan espectros muy parecidos a las rocas de Lubrín y Cóbdar con razones $(La/Yb)_n$ comprendidas entre 1.27 y 4.02, y contenidos en La entre 15 y 60 veces los condritos, desarrollándose los espectros más planos en los esquistos máficos empobrecidos en calcio del

Barranco de Muñoz, y en los esquistos máficos con onfacita de Lugros, que pueden presentar una ligera anomalía positiva en Eu.

3.3.3 Discusión.

Los contenidos en elementos mayores y trazas de las rocas máficas de Cóbdar y Lubrín, así como la presencia de kaersutita, de clinopiroxeno de tipo salita-augita y de xenolitos peraluminoso, ponen de manifiesto que:

- 1.- Estas rocas se formaron a partir de magmas de afinidad alcalina - transicional.
- 2.- La fuente mantélica era similar a la de los basaltos intraplaca continentales y de islas oceánicas, enriquecida en elementos incompatibles.
- 3.- Los fundidos atravesaron una corteza continental con materiales peraluminoso.

De acuerdo con estas evidencias, Y/Nb y Zr/Nb son bajas (Figura 13.a), mientras que $(La/Sm)_n$ es alto (Figura 13.b), y los espectros de elementos traza normalizados a condritos (Figura 14.a) presentan un notable enriquecimiento en elementos incompatibles. Las rocas de grano fino de Lubrín, en relación a las de Cóbdar, están empobrecidas en LREE, MREE y K (Figura 14.b), mientras que el resto de las características son similares. Por lo tanto, es probable que este empobrecimiento es secundario, debido a la acción de fluidos metamórficos.

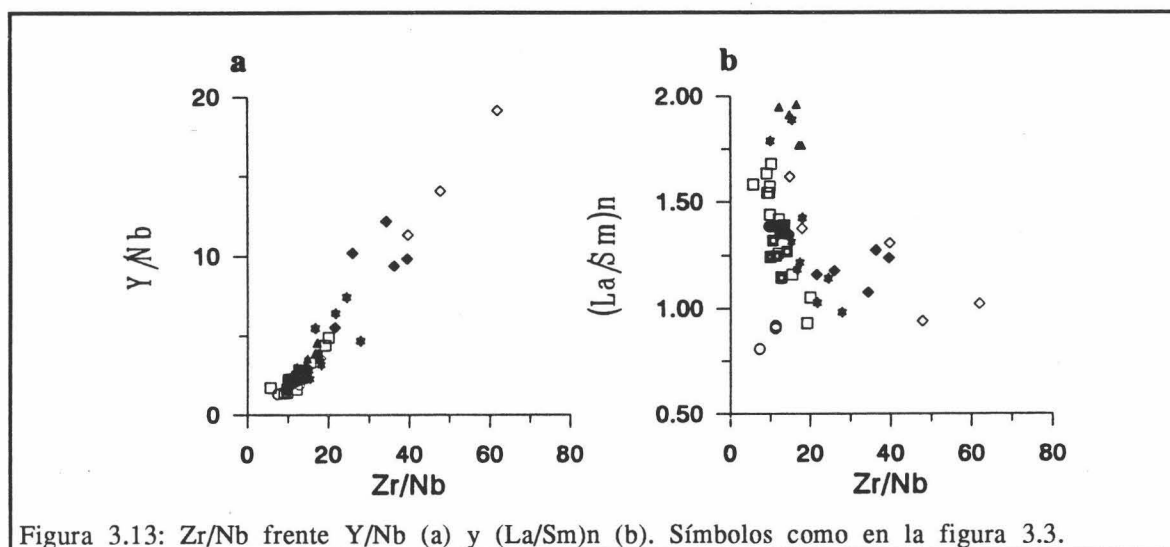


Figura 3.13: Zr/Nb frente Y/Nb (a) y $(La/Sm)_n$ (b). Símbolos como en la figura 3.3.

Los esquistos máficos presentan una composición química aún más transformada. Así, en líneas generales, los espectros de elementos traza normalizados a condritos (Figura 3.14.c) son muy parecidos a los de las rocas de grano fino, con contenidos aún más bajos en elementos incompatibles, y una disminución apreciable en Ba y Rb. Estas características químicas se pueden deber, en principio, a dos factores:

1.- Los protolitos de los esquistos máficos se generaron a partir de un magma procedente de una fuente mantélica empobrecida.

2.- Removilización selectiva de elementos incompatibles.

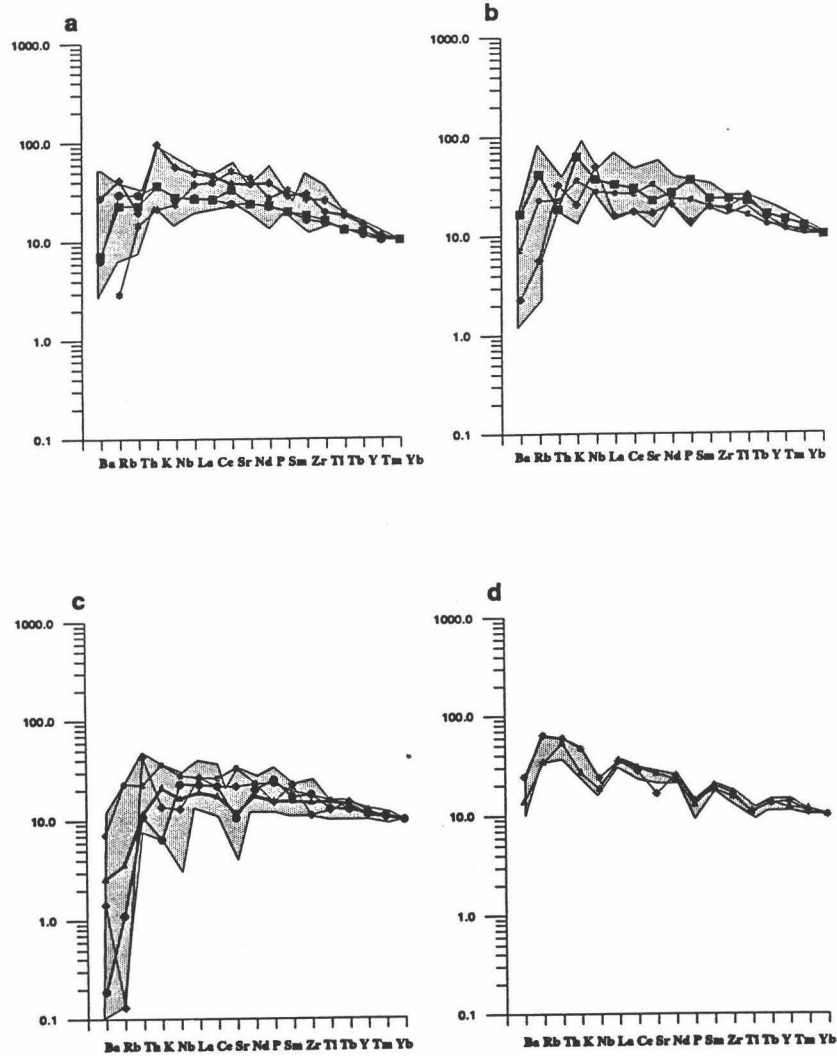
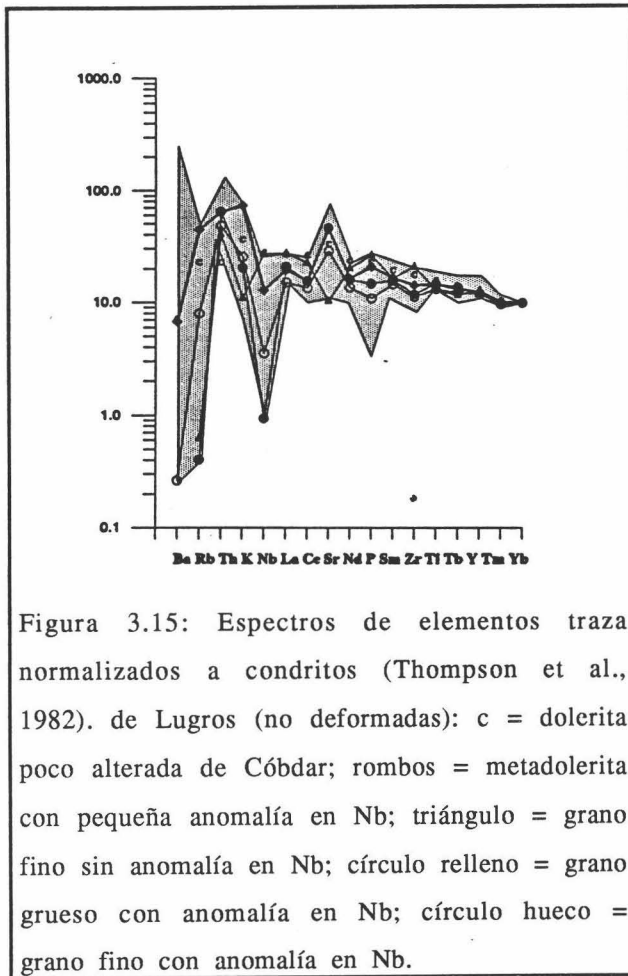


Figura 3.14: Espectros de elementos traza normalizados a condritos (Thompson et al., 1982). a) **Cóbdar**: estrellas = WPB (Thompson et al., 1982); cuadrados = grano grueso; rombos = grano fino. b) **Lubrín**: c = dolerita poco alterada de Cóbdar; cuadrados = grano grueso; rombos = grano fino. c) **Esquistos máficos**: círculos y triángulos = esquistos máficos de Barranco Muñoz; rombos = esquistos máficos de Lugros d) **Metacuarzodoleritas**: triángulos = grano medio de Collado de los Raimundos; estrella = dolerita W1.

Las razones Zr/Nb e Y/Nb no presentan desviaciones significativas en relación a las de las rocas alcalinas menos transformadas (Figura 3.13.a). Si los magmas procedieran de una fuente realmente empobrecida, estas razones deberían ser más (Le Roex, 1987). Por lo tanto, lo más probable es que Nb, LREE, Th, K, Rb y Ba hayan sufrido procesos de removilización, tal vez, más importantes que los registrados en las rocas de grano fino.



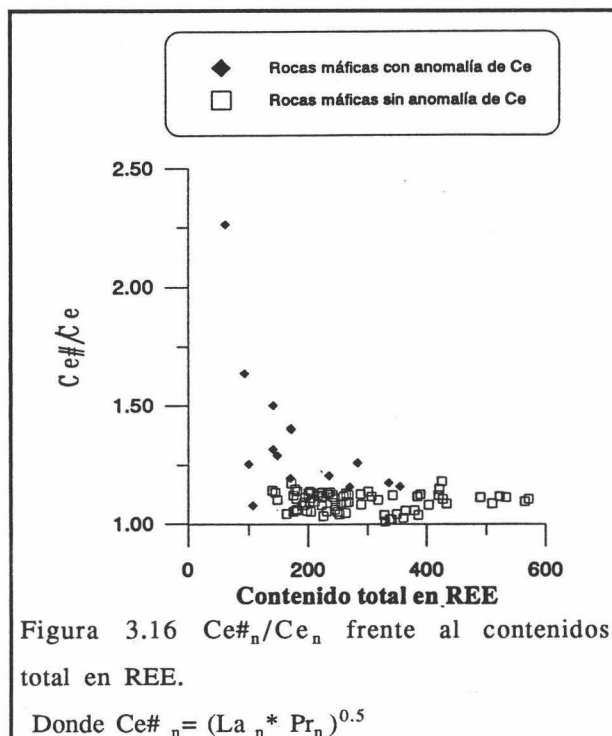
Las metacuarczodoleritas presentan espectros de elementos traza normalizados a condritos con anomalías negativas en Nb, P y Ti (Figura 3.14.d). Estos espectros son semejantes a los de las toleitas continentales pobres en Ti (e.g. Thompson et al., 1982; Dostal et al., 1992), enriquecidas con un componente crustal importante (e.g; Thompson 1982, 1984) debido a procesos de asimilación de rocas corticales, o a que proceden de un manto subcontinental heterogéneamente enriquecido (e.g. Petrini et al., 1982; Thompson et al., 1982, 1983; Norry y Fitton, 1983; Dupuy y Dostal, 1984; Marsh, 1987; Dostal et al., 1992).

Las eclogitas anfibolitizadas y los esquistos máficos de Lugros

presentan características químicas muy especiales. Así, además de tener contenidos en REE muy bajos, y fuertes anomalías negativas en Ce, los espectros de elementos traza normalizados a condritos (Figuras 3.14.c y 3.15) presentan sistemáticamente una pronunciada anomalía negativa en Nb, y en algunas muestras, también en P. Estas características son parecidas a las de las metacuarczodoleritas, sin embargo, hay que indicar procesos adicionales para explicar su quimismo, ya que:

- 1.- a pesar de la intensa blatesis, se conservan relictos de kaersutita, poniendo de manifiesto una afinidad alcalino-transicional;
- 2.- las LREE deberían ser más altas;
- 3.- la razón $Ce\#/Ce$ está negativamente correlacionada con el contenido total en REE (Figura 3.16), sugiriendo una lixiviación selectiva de Ce en forma de Ce^{+4} ;
- 4.- las rocas con anomalías negativas en P no presentan anomalías en Ti;
- 5.- la magnitud de la anomalía en Nb no presenta ninguna relación con la naturaleza del protolito, desarrollándose tanto en facies de grano fino como de grano grueso;
- 6.- Las razones Zr/Nb e Y/Nb son demasiado altas (Figura 3.13.a) para rocas tratarse de rocas alcalinas (poseen relictos de kaersutita);
- 7.- los metagabros y metadoleritas están cortados por diques con un quimismo equivalente al registrado en Cóbdar.

Aunque, no se puede descartar un empobrecimiento primario Nb, ya que las rocas menos empobrecidas en LREE, también manifiestan una anomalía negativa en Nb (3.15), la composición primaria debió ser modificada por fluidos que removilizaron LREE



(con Ce en mayor grado), P y Nb. Así, en los últimos años, se han portado un gran número de evidencias, contrastadas experimentalmente, que indican el lixiviado de elementos, considerados clásicamente inmóviles, por fluidos hidrotermales y metamórficos, que bajo condiciones específicas de ciertos parámetros físico - químicos (Ph, Eh, P, T) forman complejos estables con estos cationes (e.g Hellman et al., 1979; Hynes, 1980; Gievé, 1986; Murphy y Hynes, 1986;

Wood, 1990 a y b; Baalen, 1993, Rubin et al, 1993; Bailey y Ragnarsdottir, 1994); de esta forma, por ejemplo, Wood (1990b) estima que las constantes de estabilidad de complejos fluorurados y carbonatados de REE y de Y aumentan con la temperatura, por lo que la movilidad puede llegar a ser importante, en presencia de estos aniones; Rubin et al. (1993) indican que Zr y otros elementos de alto potencial iónico se pueden movilizar por complejos fluorurados; y Baalen (1993), el Ti se puede movilizar formando complejos hidroxidados, aumentando su movilidad a alta temperatura.

Por lo tanto, la caracterización de los magmas y del ambiente petrogenético en materiales ígneos deformados y metamorfizados es

muy complicada. Por otra parte, la composición de magmas generados en ambientes oceánicos y continentales pueden ser muy parecidas; así, en un gran número de provincias magmáticas continentales, se han descrito tanto magmas alcalinos como toleíticos, con contenidos en elementos traza similares a los basaltos oceánicos más enriquecidos en elementos incompatibles (OIB y P-MORB) (e.g. Thompson et al., 1982, 1983, 1984; Menzies et al., 1984; Dostal et al., 1992), por lo que una distinción basándose tan solo en el análisis geoquímico no es posible; y hay que utilizar argumentos petrográficos y mineralógicos de los dominios menos transformados, siempre que ello sea posible.

3.3.4 Conclusiones

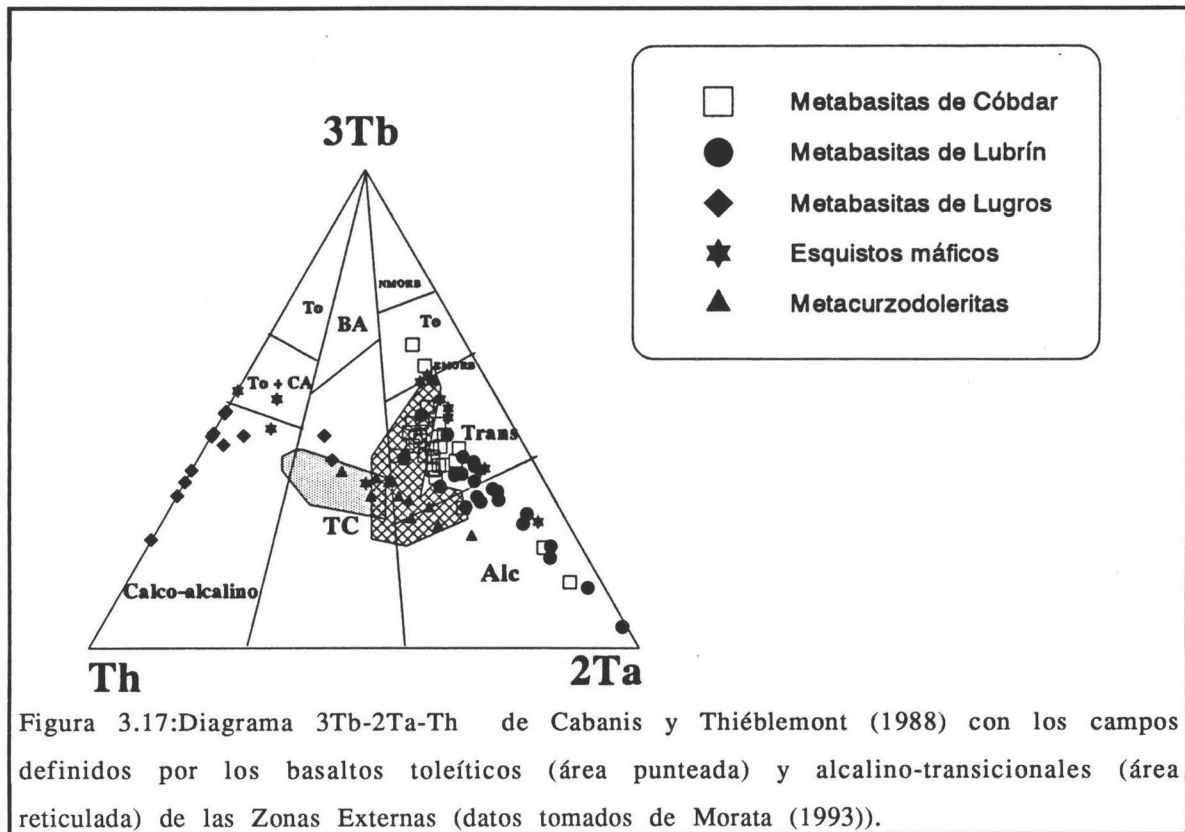
Las rocas máficas del Complejo Nevado-Filábride han sufrido procesos de removilización importantes de elementos alcalinos, REE, y en algunos casos, también de Nb y P. Estos procesos no presentan una relación directa con el grado de metamorfismo y de deformación, así tanto en las eclogitas coroníticas como en los esquistos máficos de Lugros se detecta la movilidad de Nb y P, que no se observa en el resto de las rocas máficas foliadas

La existencia de rocas escasamente metamorfizadas en Cóbdar, de relictos de anfíbol kaersutítico y de pseudomorfos de xenolitos peraluminosos en rocas de Sierra Nevada y Sierra de los Filabres, ponen de manifiesto la existencia de un magmatismo alcalino - transicional que ha sufrido procesos de asimilación de materiales pelíticos.

Aunque, no se conservan relictos sin metamorfizar de las metacuarczodoleritas, por lo que es más problemático pronunciarse sobre su origen, sus contenidos en elementos traza ponen de manifiesto una gran similitud con las toleitas continentales pobres en

Ti.

Si las características de las metacurzodoleritas son primarias, el magmatismo del Complejo Nevado-Filábride podría ser correlacionable con el de las Zonas Externas, en el que también aparecen representados magmas transicionales o alcalinos con características de OIB, y magmas toleíticos con las anomalías en Nb, P y Ti Morata (1993). De esta forma, como se puede observar en la figura 3.17, la composición de las rocas nevado-filábrides se proyectan en los campos definidos por las rocas básicas de las Zonas externas.



4. PETROGÉNESIS DE LOS ESQUISTOS MÁFICOS DEL COMPLEJO NEVADO-FILÁBRIDE.

4.1. INTRODUCCION.

A pesar de que la mayor proporción de los afloramientos de rocas máficas del Complejo Nevado-Filábride están constituidos por esquistos máficos, los trabajos realizados se han centrado en el estudio de las rocas no deformadas, en las que aparecen mejor representadas las asociaciones del evento de alta presión, y es posible la caracterización de los protolitos y el ambiente magmático de génesis.

Los esquistos máficos del Complejo Nevado-Filábride presentan variaciones regionales importantes: en el sector oriental del complejo, se desarrollan diversas asociaciones minerales con paragonita y/o albita, mientras que en Sierra Nevada están muy bien representadas las asociaciones con onfacita o con intercrecimientos simplectíticos, que ponen de manifiesto el mejor desarrollo de las asociaciones sin-eclogíticas. En este capítulo, se analizarán las causas que han originado esta diversidad, y las relaciones entre las asociaciones con paragonita y/o albita y con onfacita, o sea la transición entre la facies de anfibolitas de albita-epidota y de eclogitas.

4.2. DESCRIPCION Y DISTRIBUCION ESPACIAL DE LOS AFLORAMIENTOS.

En esta sección se describen los distintos tipos de esquistos máficos del Complejo Nevado-Filábride, destacando las diferencias más notables observadas en los distintos sectores del complejo.

4.2.1 Esquistos máficos en Sierra de los Filabres y Sierra de Baza.

En la terminación oriental de Sierra de los Filabres, afloran esquistos máficos micáceos y esquistos máficos con albita y epidota, que son equivalentes, respectivamente, a los esquistos afibólicos de Muñoz, y a las anfibolitas de la Atalaya de Nijhuis (1964).

En el sector central de Sierra de los Filabres, y en su prolongación occidental, a lo largo de Sierra de Baza, las rocas máficas son semejantes a los esquistos con albita y epidota del sector oriental (Voet, 1967; Gómez-Pugnaire, 1979; Vissers, 1980; Jabaloy, 1991; López Sánchez-Vizcaíno, 1994).

Estas rocas desarrollan una fábrica planar o plano-linear, paralela a los contactos con las metapelitas, calcoesquistos y mármoles que se intercalan.

Los esquistos máficos micáceos se presentan como secuencias de varias decenas de metros de potencia con algunos niveles de mármoles y calcoesquistos hacia el techo. Intercaladas entre estas rocas, hay numerosas bandas, que varían entre algunos decímetros y algunos metros de potencia, de anfibolitas ricas en granate y albita, con cantidades subordinadas de mica blanca (que puede estar ausente), que desarrollan una foliación más grosera; y, algunos niveles oscuros, de dimensiones centimétricas, con granate, anfíbol alcalino, paragonita e ilmenita y abundante magnetita. En el contacto, con mármoles y calcoesquistos se desarrollan anfibolitas muy ricas en epidota.

Los esquistos máficos con albita y epidota, presentan

abundantes intercalaciones de mármoles y calcoesquistos. En estas rocas, la mica blanca es escasa o ausente y la epidota presenta fuertes variaciones modales desarrollándose bandas de potencia variable (entre algunos centímetros y medio metro) cuyas partes centrales están notablemente enriquecidas en epidota que disminuye de forma progresiva hacia, los bordes.

Las estructuras más penetrativas aparecen cortadas por bandas de cizalla de poca entidad (1 ó 2 m. de potencia), relacionadas con accidentes de carácter dúctil-frágiles o frágiles de mayor envergadura, que presentan una foliación poco penetrativa, que en algunos puntos adquiere el carácter de clivaje de crenulación extensional, definida por cristales estirados de clorita y albita. Asociados a estos contactos se desarrollan rocas con grandes cristales desorientados de clorita, y albita peciloblástica

4.2.2 Esquistos máficos en Sierra Nevada.

En Sierra Nevada, afloran eclogitas bandeadas y esquistos máficos con onfacita, o con intercrecimientos simplectíticos de anfíbol y albita, producto de la descomposición del piroxeno. Se presentan como cuerpos de pequeño tamaño (un máximo de unos 3 Km de longitud y algunas decenas de metros de potencia) con intercalaciones de esquistos, mármoles y calcoesquistos.

Entre estas rocas se desarrollan anfibolitas con abundantes peciloblastos de albita post-cinemática, y granates con coronas de anfíbol cálcico y epidota, producto de la transformación de las rocas de alta presión en facies de anfibolitas de albita-epidota.

4.3. DESCRIPCION PETROGROFICA.

4.3.1 Introducción

En la tabla 4.1, se presentan las asociaciones desarrolladas en los esquistos máficas de Sierra Nevada y Sierra de los Filabres, que

serán descritas a continuación.

TABLA 4.1: ASOCIACIONES MINERALES DE LAS ETAPAS DE ALTA PRESIÓN Y DE PRESIONES INTERMEDIAS EN LOS ESQUISTOS MÁFICOS DEL COMPLEJO NEVADO-FILÁBRIDE.

ETAPA de BLASTESIS	ASOCIACIÓN	FASES MINERALES	LOCALIDAD
Alta Presión	Gr - Onf - Anf Na-Ca	Anf Na-Ca + Pg + Ep + Gr + Onf + Q + Ru ± cc	S Nevada
	Gl - Gr-Alm - Pg	Gl + Pg + Ep + Gr + Q + Ru	
Presiones Intermedias	Anf Ca - Pg - Gr-Py	Anf Ca + Pg + Ep + Gr-Py + Ru	S. Filabres
	Anf Na-Ca - Pg	Anf Na-Ca + Pg + Ep + Ru ± Gr ± Q	
	Anf Na-Ca - Feng - Gr-Alm	Anf Na-Ca + Feng + Ep + Gr + Q + Ru	
	Cros- Pg - Gr-Alm - Ilm - Mt	Cros + Pg + Ep + Gr + Q + Ilm + Mt	S. Baza/ Filabres
	Ab - Anf Na-Ca - Gr - Tnt - Ru	Anf Na-Ca + Ab + Ep + Gr + Q + Ru + Tnt ± Pg	
	Pg - Ab - Anf Na-Ca	Anf Na-Ca + Ab + Pg + Ep + Q + Ru	
	Ab-Olg - Anf Na-Ca - Ep	Anf Na-Ca + Ep + Q + Ru ± Gr ± Ab ± Olg ± cc	
Ab-Ep-Anf Ca	Anf Ca + Ab + Ep + Q ± Ru ± Mt	Todo el complejo	

4.3.2 Asociaciones en los esquistos máficos del Complejo Nevado-Filábride.

4.3.2.1 *Esquistos máficos con onfacita.*

En los esquistos máficos con onfacita, se desarrolla la asociación onfacita + granate + anfíbol sodo-cálcico + epidota + paragonita + cuarzo + rutilo, con cantidades variables de paragonita, anfíbol, y epidota, que puede llegar a ser muy abundante en esquistos máficos

en contacto con mármoles o calcoesquistos.

Las relaciones blastesis-deformación de las fases que constituyen la asociación eclogítica son muy variables, poniendo de manifiesto que la deformación durante la etapa eclogítica fue muy heterogénea; así se desarrollan *eclogitas bandeadas* con abundantes evidencias de deformación plástica intracristalina que origina una foliación milonítica, junto a eclogitas que no han sido deformadas durante ninguno de los eventos tectónicos establecidos, y *esquistos máficos con onfacita y paragonita* en los que los mecanismos de deformación han sido diferentes.

4.3.2.1.1 *Eclogitas bandeadas*

La fábrica plano-linear de estas rocas, que presenta un carácter milonítico, está definida por cristales estirados de paragonita, onfacita, anfíbol y epidota; y por un bandeo composicional de niveles abudados de agregados de epidota, de onfacita y granate, y de paragonita y anfíbol en una matriz constituida por anfíbol y granate (Foto 4.1).

Todas las fases minerales, salvo el granate, presentan evidencias de deformación plástica intracristalina: kink-band en micas; cristales estirados y recristalización dinámica de anfíbol, onfacita y epidota.

El granate que puede ser idioblástico, aunque algunos granos aparecen fracturados, es muy abundante, y presenta un tamaño de grano bastante variable; así aparece como inclusiones idioblásticas en anfíbol y onfacita, y como fenoblastos idioblásticos o fracturados con núcleos ricos en inclusiones desorientadas de anfíbol, epidota, cuarzo, rutilo, y, raramente, de onfacita, y con bordes sin inclusiones (Foto 4.2)

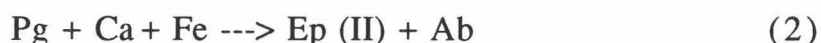
Algunas de estas rocas manifiestan una recristalización estática muy acusada, desarrollándose una fábrica

granoblástica constituida por anfíbol sodo-cálcico, onfacita, epidota y cuarzo (Foto 4.3).

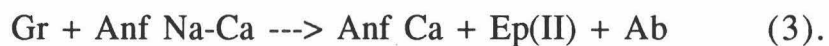
4.3.2.1.2 *Esquistos máficos con onfacita y paragonita*

En estas rocas la foliación está definida por la orientación preferente de cristales prismáticos de onfacita, anfíbol y epidota, y de placas de paragonita, sin evidencias de deformación intracristalina y por un bandeo composicional definido por alternancias milimétricas de dominios de paragonita y dominios de anfíbol y onfacita (Foto 4.4). El granate se presenta como grandes porfidoblastos con inclusiones de cuarzo, epidota y rutilo que definen una foliación interna que se continua con la de la matriz, poniendo de manifiesto su blastesis sin-cinemática.

La asociación eclogítica es reemplazada por asociaciones con anfíbol cálcico, albita, epidota, hematites e ilmenita. La onfacita desarrolla agregados simpletíticos de albita y anfíbol cálcico, que pueden alcanzar un gran desarrollo (Foto 4.5). La paragonita es reemplazada por albita y epidota (Foto 4.6), y el granate por coronas de epidota y anfíbol cálcico (Foto 4.7). Estas evidencias texturales sugieren las siguientes reacciones parciales (abreviaturas de los minerales en la Tabla 2.1):



en donde Fe y Ca pueden proceder de onfacita, granate y anfíbol sodo-cálcico, y



4.3.2.2 *Asociaciones con mica*

Los esquistos máficos con mica presentan una foliación definida por la orientación preferente de cristales prismáticos de anfíbol y epidota, y de placas de mica (generalmente paragonita, aunque también se ha observado moscovita fengítica en rocas ligeramente enriquecidas en K), y por un bandeado composicional definido por alternancias milimétricas de agregados lepidoblásticos de mica y agregados decusados de anfíbol y epidota, que presentan abundantes uniones triples, y arcos poligonales en microdominios plegados, poniendo de manifiesto una importante recristalización estática.

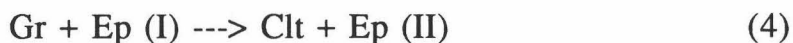
4.3.2.2.1 *Asociación anfíbol sodo-cálcico + Paragonita + Epidota + Rutilo ± Granate rico en Almandino ± Cuarzo (Anf Na-Ca - Pg).*

En los esquistos máficos de Sierra de los Filabres con la asociación **Anf Na-Ca - Pg**, no se observan relictos de onfacita ni de simplectita y presentan bajas abundancias de epidota, cuarzo y granate. La paragonita y la epidota no presentan relaciones reaccionales, desarrollando contactos netos. El anfíbol sodo-cálcico presenta una borde de tipo cálcico; y el granate, que se desarrolla como cristales idioblásticos o subidioblásticos, presenta inclusiones de epidota, cuarzo, rutilo y anfíbol sodo-cálcico, que definen una foliación interna. Si que, se continúa con la foliación externa, S_e , desarrollando estructuras helicíticas en espiral simple o doble, o bien manifestando una ligera inflexión (Fotos 4.8).

Esta asociación es reemplazada por una asociación post- S_e , en facies de esquistos verdes constituida por clorita + albita + epidota + ilmenita ± anfíbol cálcico. Así, la paragonita se descompone a albita, que aparece intercrecida con clorita, a partir de reacciones que incluyen al anfíbol sodo-cálcico, mientras que el granate es reemplazado por clorita y epidota, que recrece a la epidota sin- S_e (Foto 4.9); y el anfíbol es reemplazado por anfíbol

cálcico.

Todas estas relaciones ponen de manifiesto las siguientes reacciones parciales:



4.3.2.2.2 *Asociación Anfíbol sodo-cálcico + Moscovita fengítica + Granate + Epidota + Cuarzo + Rutilo (Anf Na-Ca - Feng - Gr-Alm).*

La asociación **Anf Na-Ca - Feng - Gr-Alm** se presenta en el sector oriental de Sierra de los Filabres. No se ha observado paragonita coexistente con fengita.

La asociación **Anf Na-Ca - Feng - Gr-Alm** es reemplazada por una asociación post- S_e , en facies de esquistos verdes constituida por clorita + albita + anfíbol cálcico + biotita + ilmenita. La moscovita fengítica es reemplazada por biotita, y el granate por clorita y epidota, a partir de reacciones semejantes a (4) y (5) incluyendo fengita, en vez de paragonita, y biotita.

4.3.2.2.3 *Asociación Anfíbol cálcico + Paragonita + Granate rico en Piropo + Epidota + Rutilo (Anf Ca - Pg - Gr-Py).*

La asociación **Anf Ca - Pg - Gr-Py** sólo ha sido observada en Sierra Nevada en litotipos ricos en Mg. La matriz presenta una foliación, S_e constituida por un fino agregado de anfíbol cálcico, epidota y paragonita. El granate se presenta como grandes peciloblastos con abundantes inclusiones de anfíbol sodo-cálcico, epidota, paragonita y rutilo, que definen una S_i , bastante compleja, y es reemplazado por clorita magnésiana, que crece formando coronas en torno al borde del granate (Foto 4.10).

4.3.2.2.4 *Asociación Anfíbol crossítico + Paragonita + Granate rico en Almandino + Epidota + Cuarzo + Ilmenita + Magnetita (Cros - Pg -Gr-Alm- Ilm - Mt).*

La asociación **Cros - Pg - Gr-Alm- Ilm - Mt** se ha observado en Sierra de los Filabres, en niveles mineralizados ricos en Fe intercalados entre los esquistos máficos con la asociación **Anf Na-Ca - Pg**. La magnetita, que es abundante, se presenta concentrada en niveles milimétricos paralelos a la foliación principal, junto a ilmenita. El anfíbol presenta núcleos de composición crossítica o glaucofánica, y bordes de composición sodocálcica. El granate presenta abundantes inclusiones de anfíbol alcalino, epidota, cuarzo e ilmenita, que definen una foliación interna que se continua con la de la matriz. La ilmenita aparece dispersa por la matriz, e incluida en los cristales de anfíbol, granate y epidota, en los que desarrolla un tamaño de grano más fino (Foto 4.11), y presenta finos intercrecimientos lamelares paralelos a planos cristalográficos (0001), (Foto 4.12), que sugieren la siguiente reacción de oxidación:



La asociación **Cros - Pg - Gr-Alm- Ilm - Mt** es reemplazada por asociaciones en facies de esquistos verdes similares a las desarrolladas en la asociación **Anf Na-Ca - Pg**.

4.3.2.2.5 *Asociación Anfíbol glaucofánico + Granate rico en Almandino + Paragonita + Epidota + Cuarzo + Rutilo (Gl - Gr-Alm - Pg).*

La asociación **Gl - Gr-Alm - Pg** se desarrolla en rocas con contenidos altos en sílice y alúmina, y bajos en calcio. El anfíbol desarrolla núcleos glaucofánicos y bordes sodocálcicos (Foto 4.13). El granate presenta abundantes inclusiones de anfíbol glaucofánico, epidota, cuarzo y rutilo, que definen una foliación interna que se continua con la externa.

La asociación **Gl - Gr-Alm - Pg** es reemplazada por asociaciones en facies de esquistos verdes: los núcleos de glaucofana se descomponen a agregados de albita y clorita (Foto 4.14); la paragonita es reemplazada por albita; y el granate por clorita.

4.3.2.3 *Asociaciones con feldespato sódico (albita-oligoclasa) y epidota.*

Estas rocas presentan una foliación definida por la orientación preferente de cristales prismáticos de anfíbol, epidota, y placas de paragonita; y por un bandeo composicional definido por alternancias milimétricas de dominios ricos en epidota y dominios ricos en anfíbol, en los esquistos máficos que están en contacto con mármoles y calcoesquistos.

En estas asociaciones la paragonita puede coexistir con el feldespato sódico, que es fundamentalmente albitico, desarrollándose una transición continua entre las asociaciones con albita y las asociaciones con paragonita (Tabla 4.2).

La albita de estas rocas se presenta como granos prismáticos paralelos a la foliación de la matriz. (Foto 4.15), y se caracteriza por no estar asociada a la blastesis de clorita e ilmenita, hecho que la diferencia de la albita generada en las etapas de blastesis de facies de esquistos verdes.

4.3.2.3.1 *Asociación Albita + Anfíbol sodo-cálcico + Epidota + Cuarzo + Granate + Titanita + Rutilo ± Paragonita (Ab - Anf Na-Ca - Gr - Tnt - Ru).*

La asociación **Ab - Anf Na-Ca - Gr - Tnt - Ru** presenta cantidades variables de granate, titanita y paragonita. El anfíbol de la matriz desarrolla un zonado composicional irregular con núcleos sodo-cálcicos y bordes cálcicos. La albita prismática presenta inclusiones idioblásticas o subidioblásticas de pequeño tamaño de anfíbol sodo-

cálcico, epidota, y titanita, y recrecimientos peciloblásticos con abundantes inclusiones xenoblásticas de cuarzo, epidota y anfíbol cálcico, que ponen de manifiesto una blastesis estática tardía de albita, con reacciones continuas del tipo:



El granate es subidioblástico, (Foto 4.16), y presenta abundantes inclusiones de cuarzo, epidota, titanita, que definen una foliación interna que se continua la de la matriz. El rutilo solo se encuentra en la matriz y aparece recrecido por titanita.

La asociación **Ab - Anf Na-Ca - Gr - Tnt - Ru** se transforma en facies de esquistos verdes, produciéndose intercrecimientos de albita, clorita, ilmenita y epidota.

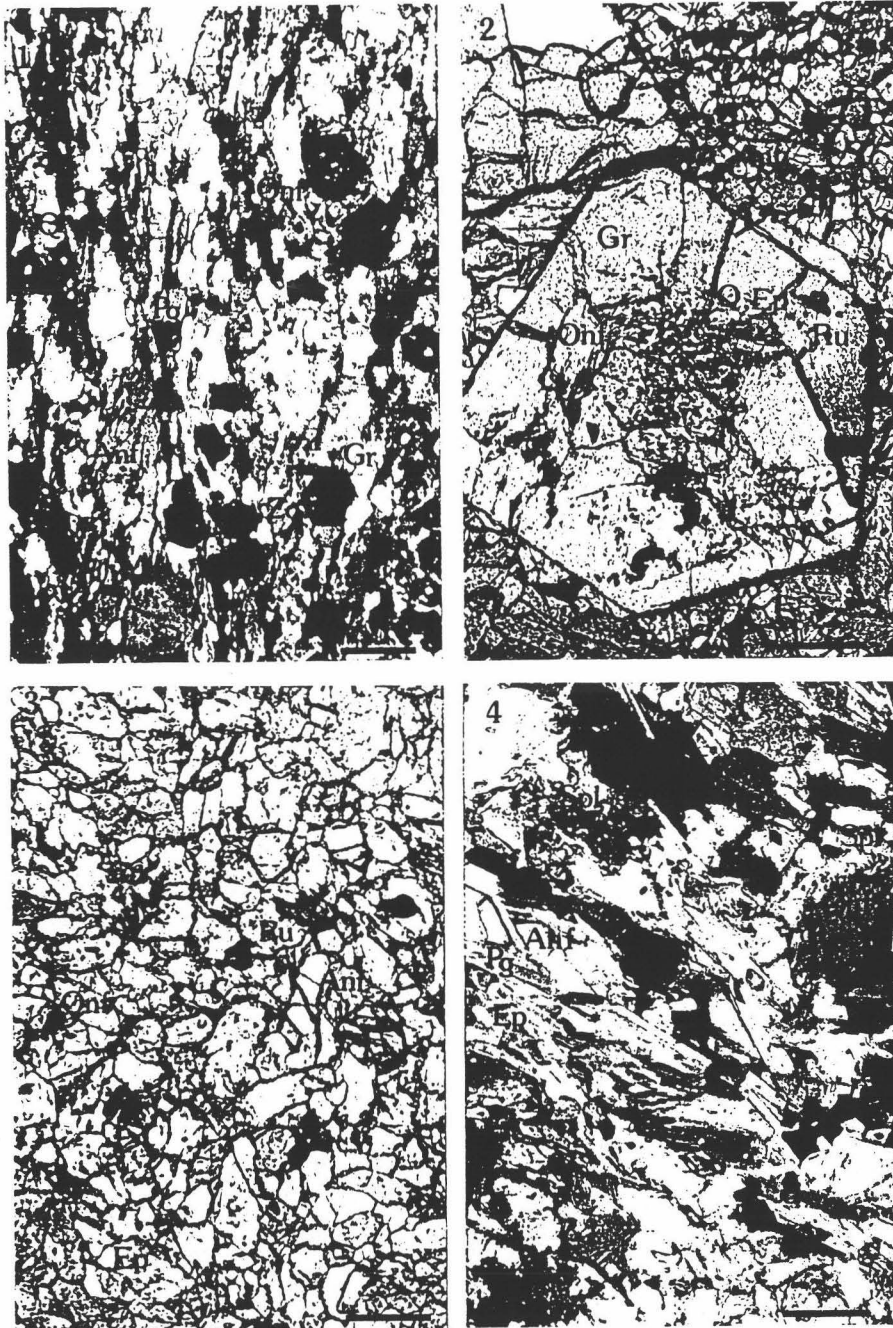
4.3.2.3.2 *Asociación Paragonita + Albita + Anfíbol sodo-cálcico + Epidota + Cuarzo + Rutilo (Pg - Ab - Anf Na-Ca).*

La asociación **Pg - Ab - Anf Na-Ca** presenta altos contenidos en paragonita y albita. El anfíbol sodo-cálcico desarrolla bordes de composición cálcica. La epidota se presenta como cristales prismáticos orientados según la foliación de la matriz, y como fenoblastos con un marcado zonado composicional. La albita es prismática con escasas inclusiones de anfíbol y epidota. Como asociaciones retrógradas se observan intercrecimientos de albita + clorita + ilmenita.

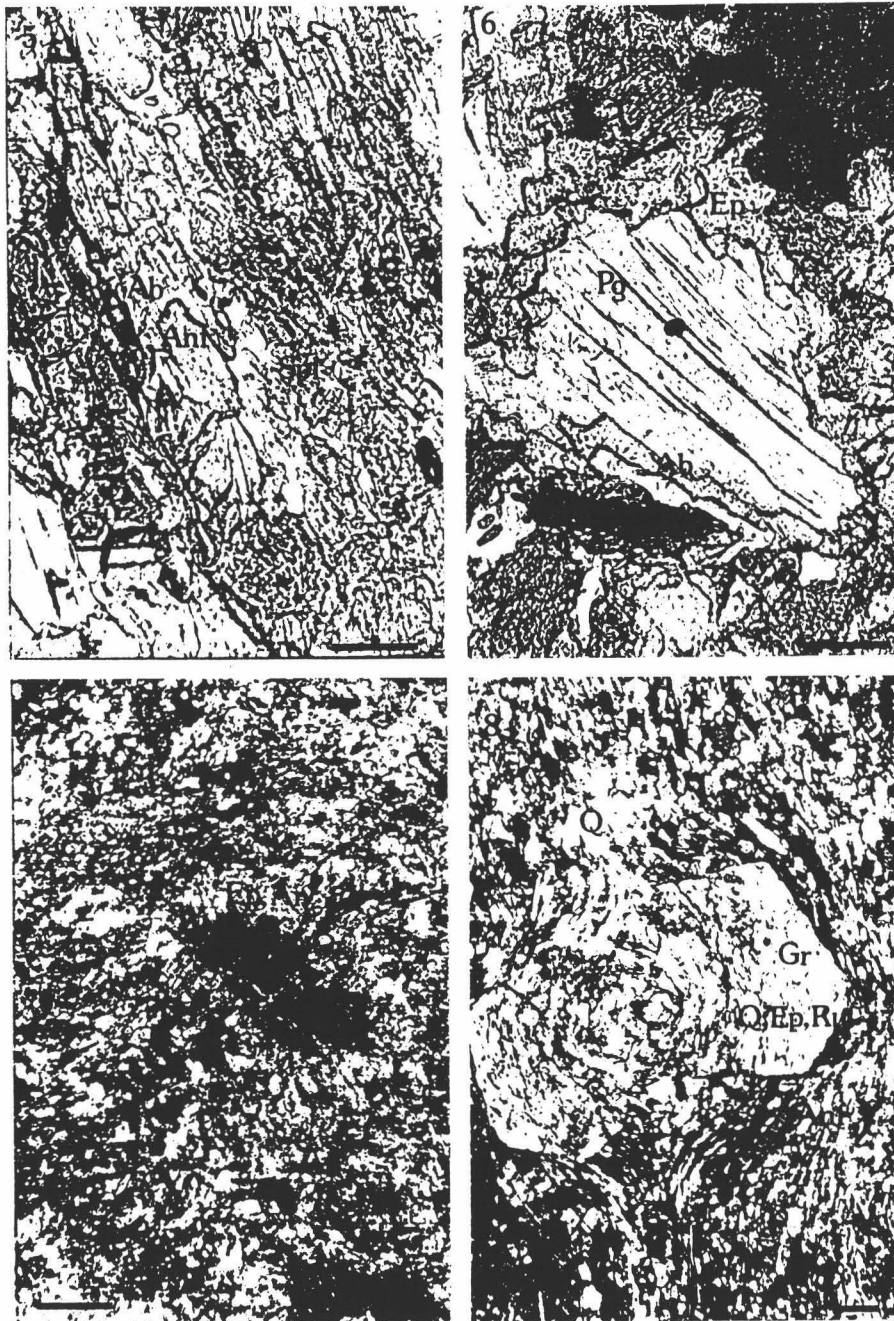
4.3.2.3.3 *Asociación Feldespato sódico (Albita - Oligoclasa) + Anfíbol sodo-cálcico + Epidota + Cuarzo + Rutilo ± Granate ± carbonatos (Ab-Olg - Anf Na-Ca - Ep).*

La asociación **Ab-Olg - Anf Na-Ca - Ep** se desarrolla en los contactos con mármoles y calcoesquistos. El contenido

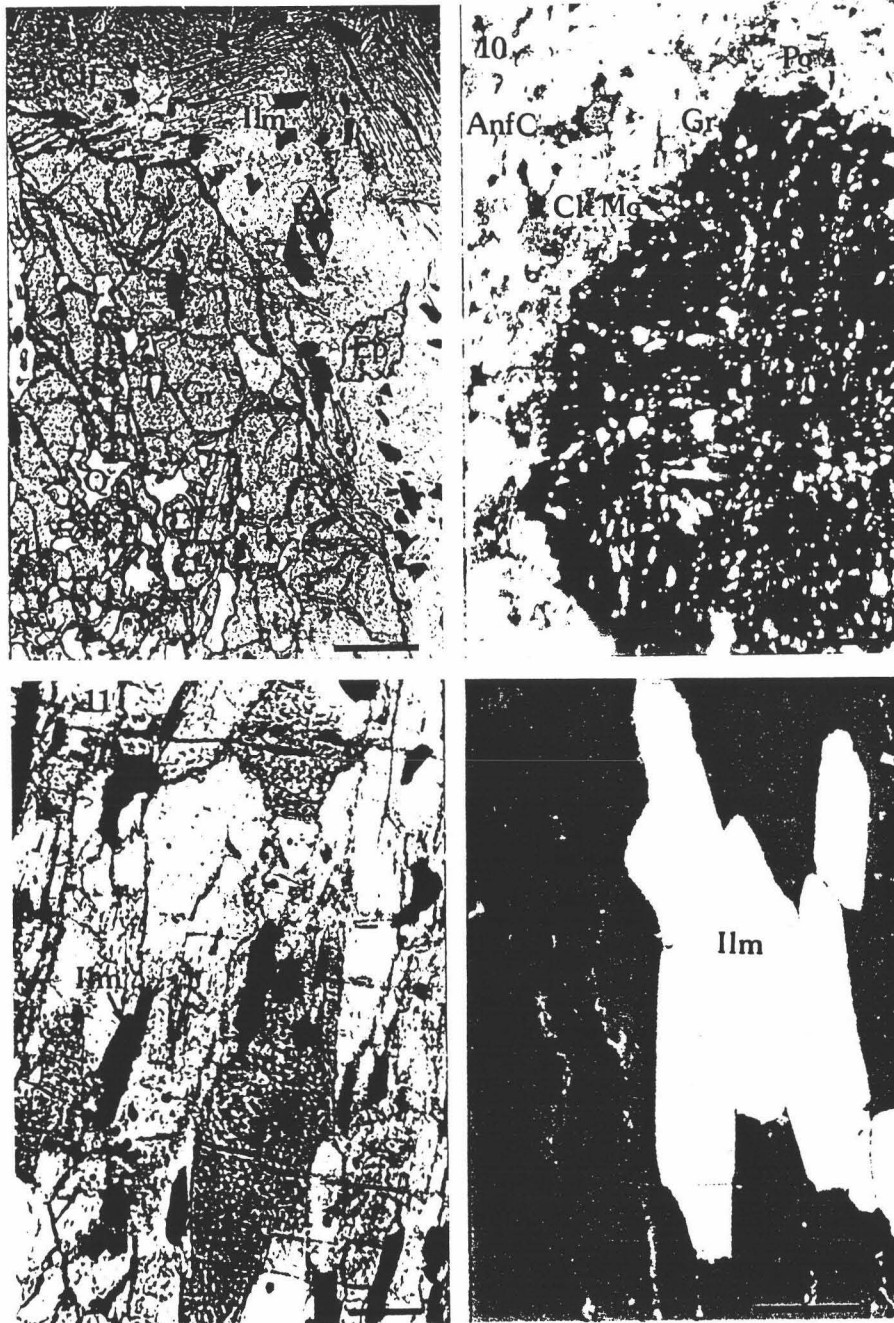
en epidota es muy variable, observándose niveles muy enriquecidos. El granate presenta abundantes inclusiones de epidota, cuarzo y rutilo, y tiende a concentrarse en venas de cuarzo y carbonatos.



Fotos 4.1-4: 1) Fábrica milonítica en eclogitas bandeadas (Escala gráfica = 0.5mm). 2) Granate con un núcleo rico en inclusiones dispuestas al azar en eclogitas bandeadas (Escala gráfica = 0.2 mm). 3) Agregado granoblástico de Anf + Ep + Onf en eclogitas bandeadas (Escala gráfica = 0.2 mm) 4) Bandeado diferenciado en esquistos máficos con onfacita (Escala gráfica = 0.2)



Fotos 4.5-8: 5) Intercrecimiento simplectítico de Ab + An + Ca en esquistos máficos con anfíbo pargasítico (Escala gráfica = 0.1 mm). 6) Paragonita corroída por albita y epidota en esquistos máficos con anfíbol pargasítico (Escala gráfica = 0.1). 7) Corona de An-Ca + Ep reemplazando a granate en esquistos máficos con anfíbol pargasítico. (Escala gráfica = 0.5 mm). 8) Granate con inclusiones helicíticas en esquistos máficos con Pg + Bar (Escala gráfica = 1mm).



Fotos 4.9-12: 9) Granate reemplazado por Clt + Ep + Ilm en esquistos máficos con Pg + Bar (Escala gráfica = 0.2mm). 10) Granate con inclusiones orientadas complejas de Bar + Pg reemplazado por Clt-Mg en esquistos máficos con Gr-Py + Anf-Ca (Escala gráfica = 1mm). 11). Anfíbol crossítico con inclusiones de ilmenita transformado parcialmente a barroisita, en esquistos máficos con con Ilm + Mt (Escala gráfica = 0.5 mm). 12) Detalle de lamelas de exsolución en esquistos máficos con Ilm + Mt (Escala gráfica = 0.05 mm).

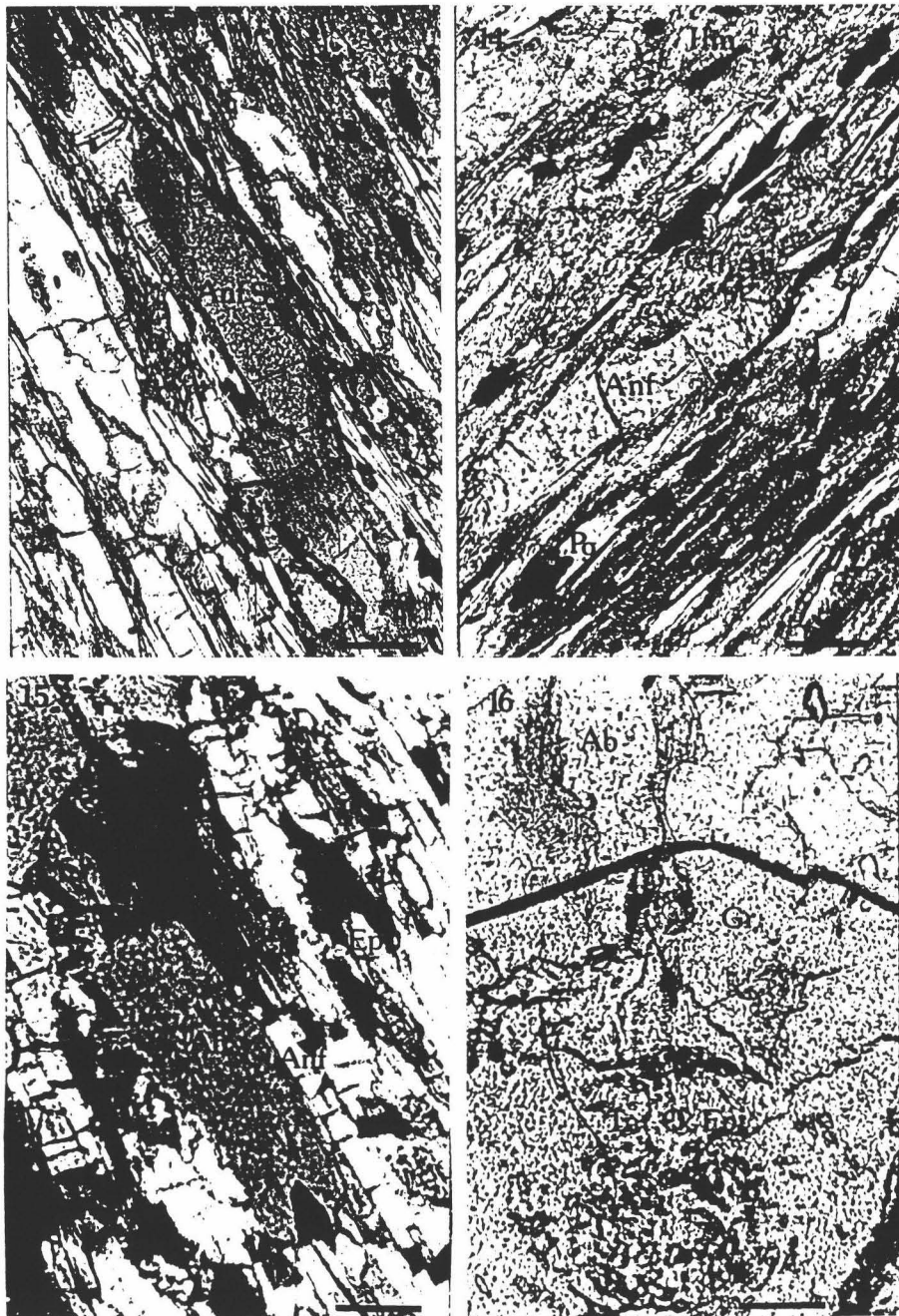


Figura 4.13-16: 13) Glaucofana recrecida por anfíbol alcalino en esquistos máficos con Gl + Pg (Escala gráfica = 0.2 mm). 14) Glaucofana transformada parcialmente a un agregado de Clt + Ab en esquistos máficos con Gl + Pg (Escala gráfica = 0.1 mm).. 15) Albita orientada según la foliación de la matriz en esquistos máficos con Al + Pg (Escala gráfica = 0.1 mm). 16) Granate con inclusiones helicíticas de Tnt + Ep + Q en esquistos máficos con Ab + Pg (Escala gráfica = 0.1 mm).

4.4. QUIMISMO MINERAL.

Los análisis se realizaron por dispersión de longitud de onda (WDS) con una microsonda electrónica ARL-SEM-Q (CNR-Universidad de Milán) y una CAMEBAX SX-50 (Universidad de Granada) y por dispersión de energía (EDS) con un SEM DMS-950 (Universidad de Granada), empleando en todos los casos una corriente de sonda de 20 nA, y un voltaje de aceleración de 15 Kv. No se observaron diferencias significativas entre los análisis realizados con EDS y con WDS.

En el apéndice 2 se presentan los análisis de las fases minerales analizadas con los métodos estequiométricos empleados para el cálculo de los contenidos en Fe^{+2} y Fe^{+3} .

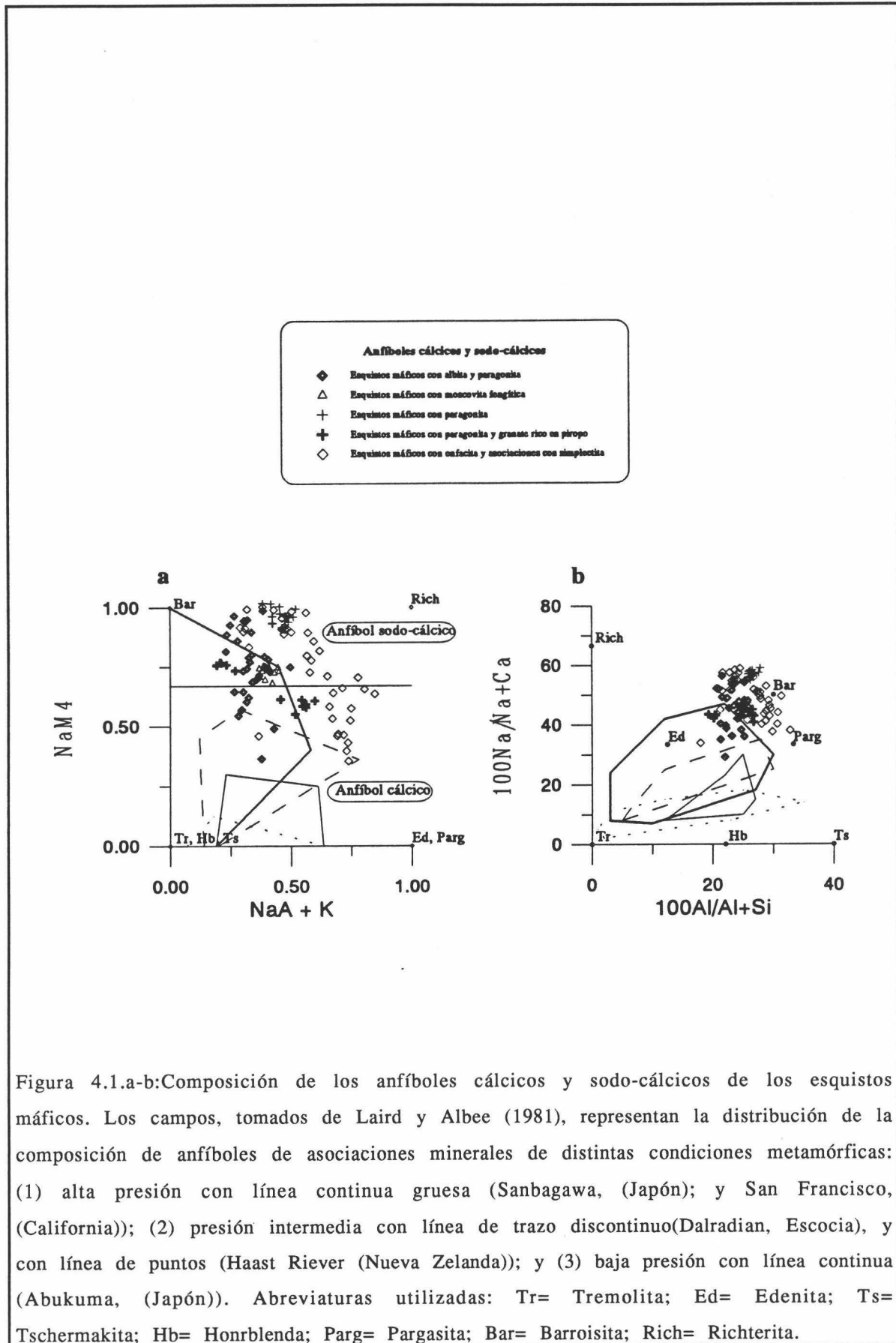
4.4.1 Anfíbol.

La composición del anfíbol (Apéndice 2.A.) de los esquistos máficos, como se discutirá con más detalle en la sección 4.5, está fuertemente controlada por la composición del protolito. Así, en las rocas de composición "normal", se desarrollan, esencialmente, anfíboles sodo-cálcicos y cálcicos (de tipo magnesio hastingsita-pargasita, y actinolita-magnesio-horblenda, siguiendo la clasificación de Leake, (1978)); mientras que en rocas ricas en hierro (esquistos máficos con magnetita e ilmenita) aparecen anfíboles alcalinos de tipo crossítico, y en esquistos con cuarzo y paragonita, muy empobrecidos en calcio se desarrollan glaucofanos y crossitas.

A continuación se describe el quimismo de estas fases, evaluándose los mecanismos de intercambio compatibles con las variaciones químicas observadas en los distintos tipos de anfíboles.

4.4.1.1 Anfíboles cálcicos y sodo-cálcicos.

Los anfíboles sodo-cálcicos presentan una composición bastante inusual. Así, se proyectan (Figura 4.1.a y b) fuera de los campos de



anfíboles de diferentes terrenos metamórficos establecidos por Laird y Albee (1981).

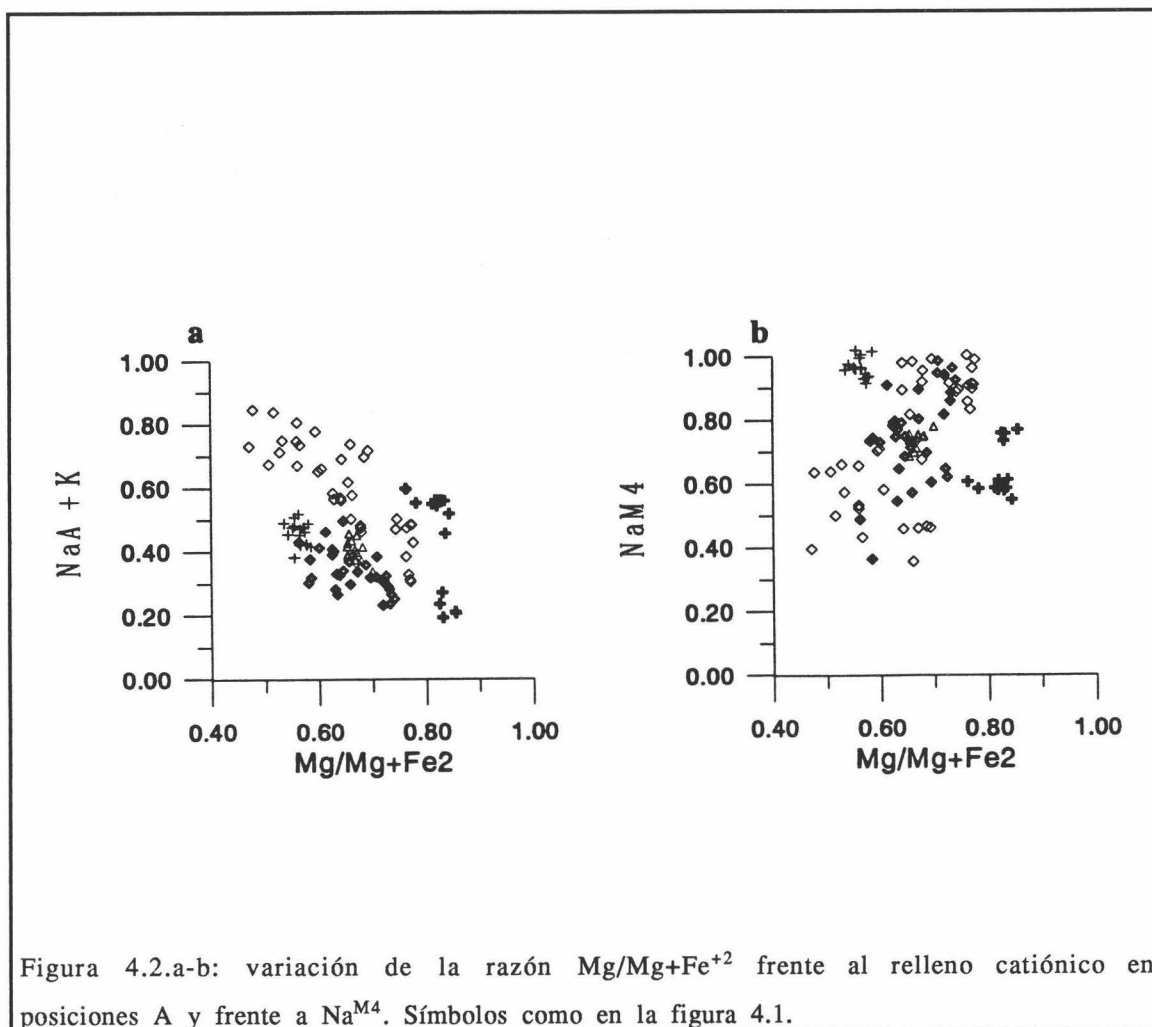
La ocupancia en posiciones A es más baja en los anfíboles sodocálcicos de asociaciones con albita \pm paragonita que en los de asociaciones con paragonita y con onfacita + paragonita, por lo que se desarrollan barroisitas en las primeras y barroisitas, magnesio-katophoritas y magnesio-taramitas en las otras.

En las asociaciones con onfacita y paragonita, el anfíbol sodocálcico presenta una disminución de Na^{M4} y un aumento del relleno de las posiciones A, desorallandose anfíboles de tipo pargasítico o magnesio hastingsítico, mientras que en las asociaciones máficas sin onfacita se desarrollan actinolitas y magnesio hornblendas debido a que la evolucionan hacia composiciones empobrecidas en Na^{M4} . (Figura 4.1.a).

El las asociación con granate rico en piropo, el anfíbol incluido en los porfidoblastos de granate es de tipo barroisítico con contenidos bajos de Na en M4, y el de las matriz es de tipo magnesio hornbléndico o pargasítico (Figura 4.1.a).

Los valores de las razones $\text{Na}/\text{Na}+\text{Ca}$ y $\text{Al}/\text{Al}+\text{Si}$ (Figura 4.1.b), que son independientes de los métodos estequiométricos empleados para la estimaición de los contenidos en Fe^{+2} y en Fe^{+3} , son coherentes con las variaciones químicas indicadas, por lo éstas que no son un efecto de los cálculos estequiométricos efectuados.

Dentro de cada uno de las asociaciones establecidas, la razón $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{+2}$ aumenta con el contenido en Na en posiciones M4 y disminuye con la ocupancia de las posiciones A (Figura 4.2.a y b).



Los mecanismos de sustitución en fases minerales complejas, como es el caso de los anfíboles, pueden ser analizados empleando un conjunto de componentes o vectores linealmente independientes, constituido por una serie de *componentes de intercambio* que expresan las desviaciones composicionales respecto a un componente de composición simple denominado *componente aditivo* (Bragg, 1937; Smith, 1959; Thompson, 1982a).

En el caso de los anfíboles cálcicos y sodo cálcicos, si se considera una composición de tipo tremolita ($tr = \circ Ca_2Mg_5Si_8$, donde \circ representa vacancia en posiciones A) como componente aditivo, las variaciones químicas en el sistema Na-Ca-Mg- Fe^{+2} - Fe^{+3} -Al-Si se pueden expresar empleando el componente de intercambio simple

$\text{Fe}_1\text{Mg}_{-1}(\text{fm})$ (véase Thompson et al., (1982) para la definición de los componentes) y un conjunto de los siguientes componentes de intercambio complejos, que representan las sustituciones acopladas más comunes en anfíboles cálcicos y sodo-cálcicos:

Edenita (<i>ed</i>)	$\text{Na}_1\text{Al}^{\text{IV}}_{10-1}\text{Si}_{-1}$
Tschermakita (<i>ts</i>)	$\text{Al}^{\text{VI}}_2\text{Al}^{\text{IV}}_2\text{Mg}_{-2}\text{Si}_{-2}$
Ferritschermakita (<i>fts</i>)	$\text{Fe}^{+3}_2\text{Al}^{\text{IV}}_2\text{Mg}_{-2}\text{Si}_{-2}$
Pargasita (<i>parg</i>)	$\text{Na}^{\text{A}}_1\text{Al}^{\text{VI}}_1\text{Al}^{\text{IV}}_{20-1}\text{Mg}_{-1}\text{Si}_{-2}$
Mg-hastingsita (<i>mhg</i>)	$\text{Na}^{\text{A}}_1\text{Fe}^{+3}_1\text{Al}^{\text{IV}}_{20-1}\text{Mg}_{-1}\text{Si}_{-2}$
Plagioclasa (<i>pl</i>)	$\text{Na}^{\text{M4}}_1\text{Al}^{\text{IV}}_1\text{Ca}_{-1}\text{Si}_{-1}$
Glaucofana (<i>gl</i>)	$\text{Na}^{\text{M4}}_2\text{Al}^{\text{VI}}_2\text{Ca}_{-2}\text{Mg}_2$
Mg-Riebeckita (<i>mr</i>)	$\text{Na}^{\text{M4}}_2\text{Fe}^{+3}_2\text{Ca}_{-2}\text{Mg}_{-2}$
Richterita (<i>rich</i>)	$\text{Na}^{\text{A}}_1\text{Na}^{\text{M4}}_{10-1}\text{Ca}_{-1}$

De estas 9 sustituciones complejos tan sólo 4 son algebraicamente independientes (e.g. $\text{parg} = 0.5 \text{ts} + \text{ed}$). Por lo tanto para describir el espacio composicional de los anfíboles cálcicos y sodo-cálcicos son necesarios 6 componentes¹, (*tr*, *fm*, y 4 componentes de intercambio complejos)

A continuación se discuten las sustituciones complejas compatibles con las variaciones composicionales observadas.

La relación lineal con pendiente en torno a 0.5 presentada por el contenido en Al tetraédrico y la ocupancia de las posiciones A

¹No se ha considerado la sustitución cummingtonítica, $\text{Mg}_1\text{Ca}_{-1}(\text{cm})$, ya que el método estequiométrico empleado (13-NCK) para el cálculo del contenido en Fe^{+3} y en Fe^{+2} no permite la entrada de Fe^{+2} , Mn^{+2} , o Mg en las posiciones M4.

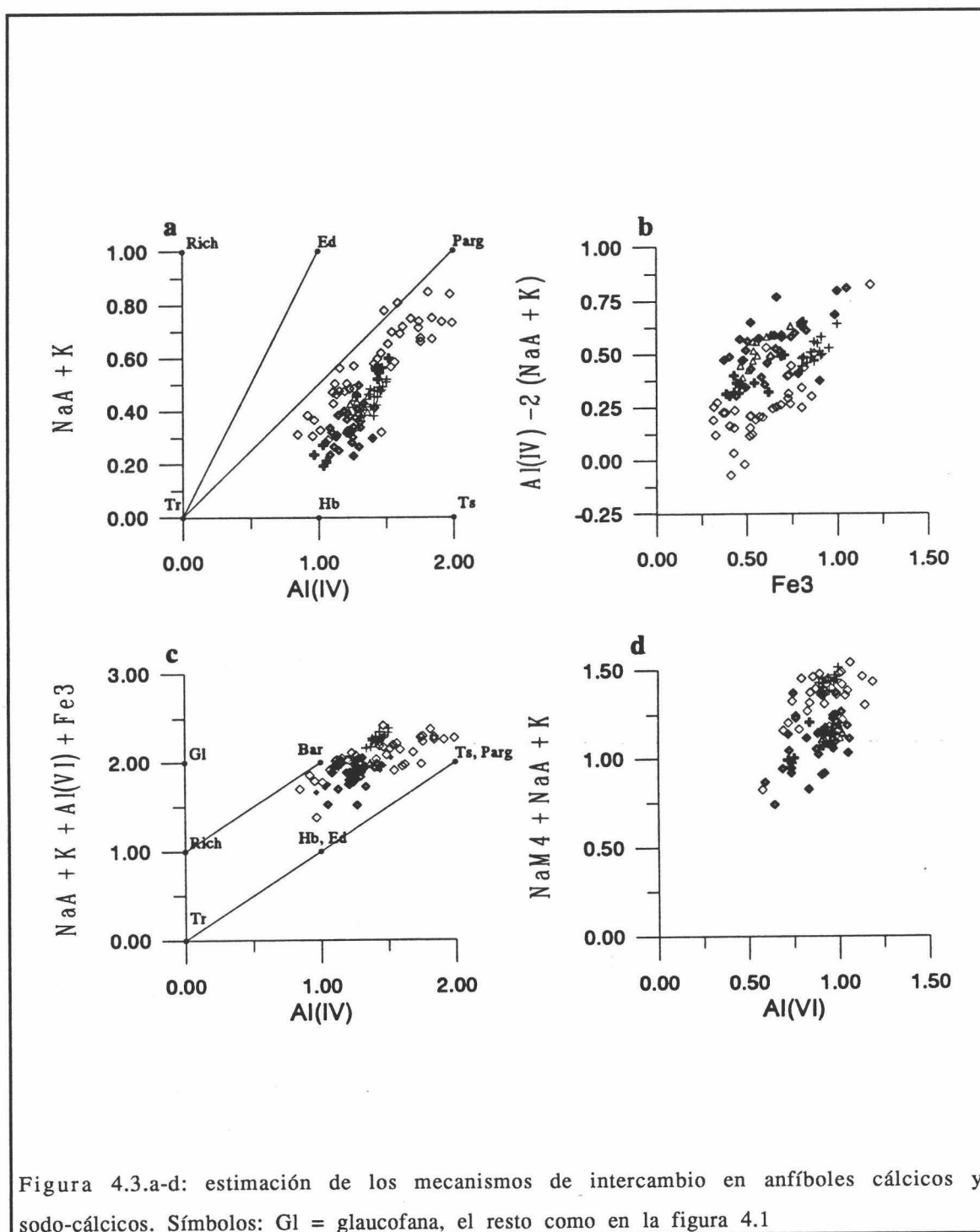
(Figura 4.3.a) sugiere que la sustitución *parg* fue bastante importante (la sustitución *ed* requeriría una pendiente de 1). Por otra parte, la prolongación de la trayectoria composicional definida por estos contenidos catiónicos no corta al origen, sino que pasa en torno a $Al^{IV} = 0.5$, por lo que la ocupancia de la posición A está totalmente compensada por el Al^{IV} , y por lo tanto, la sustitución *rich* no fue operativa (como se puede deducir también de correlación negativa presentada por los contenidos de Na en posiciones M4 y el relleno de las posiciones A en la figura 4.1.a).

El Al^{IV} no compensado con la ocupancia de las posiciones A, requiere sustituciones adicionales que impliquen Al^{IV} como *ts* o *fts*; así en la figura 4.3.b, la correlación positiva que presentan los contenidos en Fe^{+3} y el Al^{IV} no compensado por la sustitución *parg* ($Al^{IV} - 2(Na^A - K)$) y la pendiente próxima a 1 ponen de manifiesto que este Al^{IV} residual se incorporó como *fts*.

El contenido en Al^{IV} frente a la suma de los contenidos en Na^A , K, Al^{VI} y Fe^{+3} de anfíboles en los que solo han intervenido alguna de las siguientes sustituciones: *ts*, *fts*, *parg*, o *ed*, debe presentar una relación lineal con pendiente 1. En los anfíboles estudiados ésto no sucede (Figura 4.3.c), así que deben haber intervenido otros componentes de intercambio que introduzcan Na en posiciones M4 para compensar el exceso de $Na^A + K + Al^{VI} + Fe^{+3}$. Dado que la sustitución *rich* no es compatible con las relaciones catiónicas observadas (Figuras 4.1.a y 4.3.a), las sustituciones requeridas deben incorporar Al^{VI} o Fe^{+3} , como *mr* o *gl*, ahora bien, como prácticamente todo el Fe^{+3} está compensado por el Al^{IV} residual (Figura 4.3.b), la sustitución que actuó tuvo que ser *gl*; así, la relación lineal que presentan Al^{VI} y el contenido total en Na (o sea *gl* + *parg*) con pendiente en torno a 1 (Figura 4.3.d) es compatible con este mecanismo.

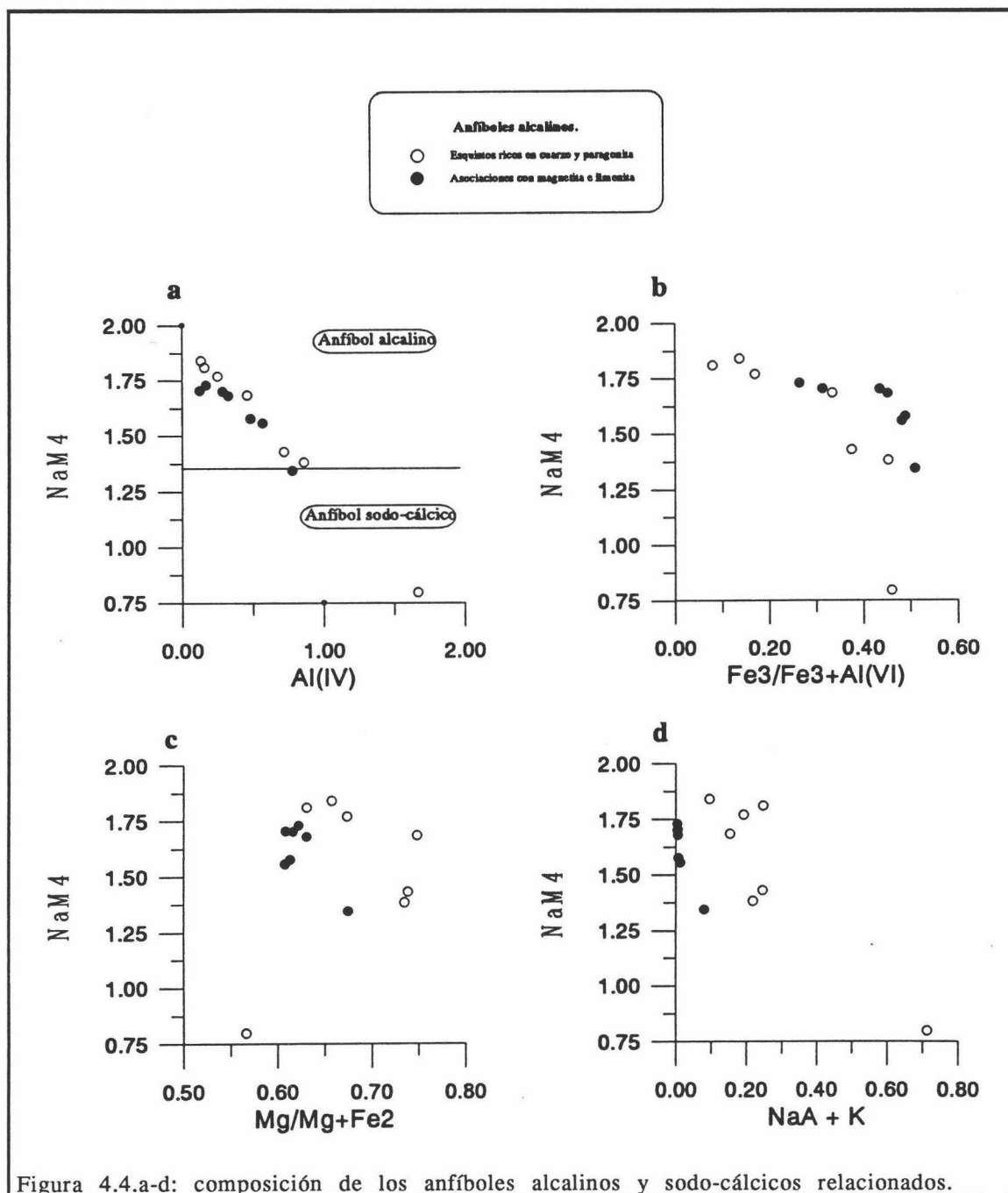
Por lo tanto, a partir de estas relaciones catiónicas se puede concluir que los mecanismos de sustitución compatibles con las variaciones químicas que presentan los anfíboles cálcicos y sodocálcicos son *parg*, *gl* y *fts*. No obstante en algunas asociaciones con

paragonita, y en asociaciones con onfacita, se observa que el Fe^{+3} no está totalmente compensando por el exceso en Al^{IV} (Figura 4.3.b), por lo que se requieren otros mecanismos adicionales con *mr*b o *m*hg.



4.4.1.2 Anfíboles alcalinos.

Los centros de anfíbol alcalino varían hacia términos progresivamente más ricos en Al^{IV} y pobres en Na^{M4} (Figura 4.4.a), por lo que, en los bordes, se llegan a desarrollar barroisitas en las asociaciones con crossita y magnesio taramitas en las asociaciones con glaucofana.



La razón $Fe^{+3}/Fe^{+3}+Al^{VI}$ aumenta hacia el borde, generándose en las asociaciones con glaucofana composiciones crossíticas (Figura 4.4.b). La razón $Mg/Mg+Fe^{+2}$ aumenta en el mismo sentido, aunque es menos variable y en las magnesio taramitas disminuye (Figura 4.4.c.).

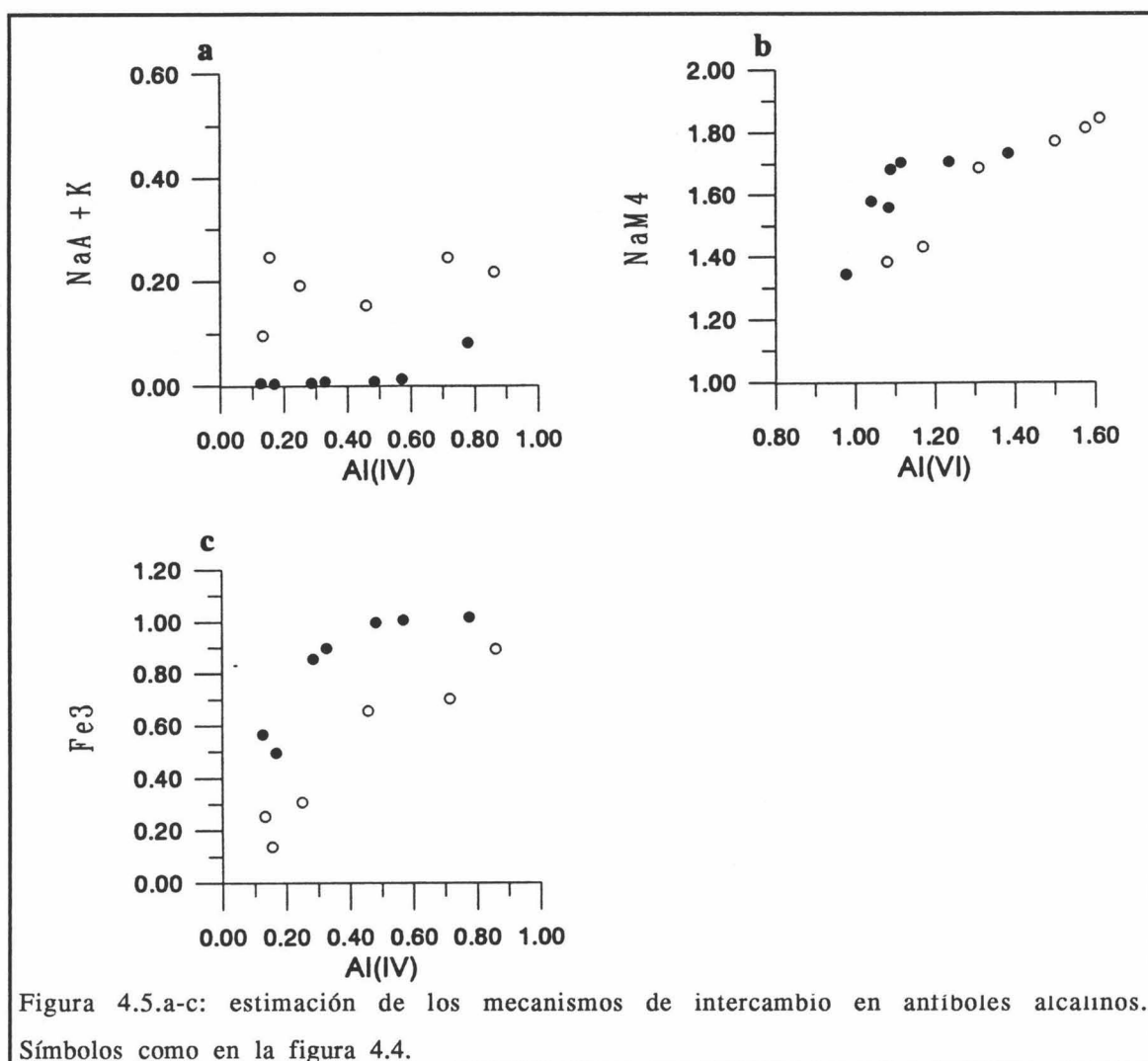
La ocupancia en las posiciones A de los anfíboles crossíticos de las asociaciones con magnetita e ilmenita es despreciable, mientras que en las asociaciones con núcleos glaucofánicos es algo más alta (Figura 4.4.d)

A continuación se discutirán los mecanismos de sustitución compatibles con las variaciones químicas observadas.

La composición de los anfíboles alcalinos se pueden describir empleando *tr* como componente aditivo, la sustitución simple *mg* y un conjunto algebraicamente independientes de sustituciones complejas semejantes a las definidas anteriormente.

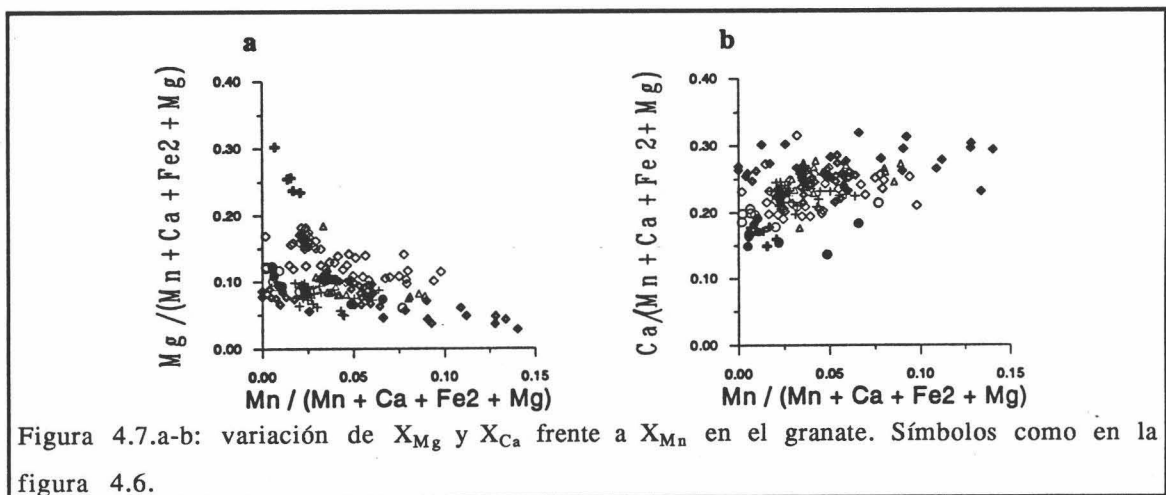
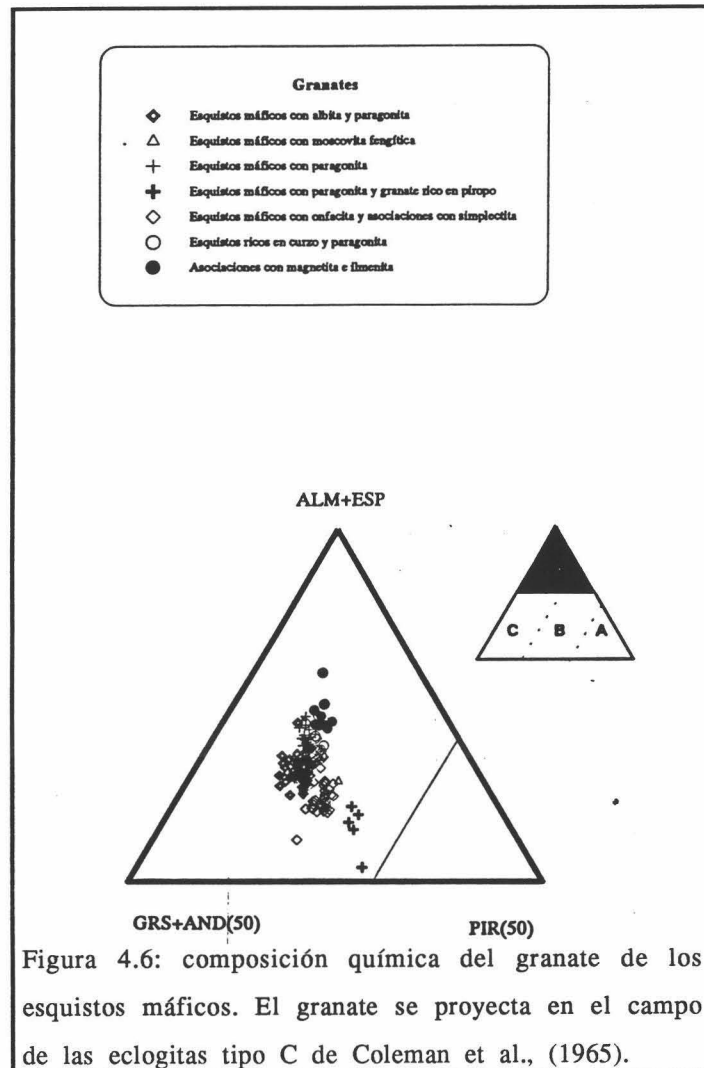
El escaso relleno de las posiciones A (Figura 4.5.a) pone de manifiesto que sustituciones como *rich*, *parg* o *ed*, y sus equivalentes férricos tuvieron poca importancia. Por otra parte, la correlación positiva que presentan Na^{M4} con Al^{VI} (Figura 4.5.b) y Al^{IV} con Fe^{+3} (Figura 4.5.c) indica que el quimismo está controlado por las sustituciones *gl* y *fts*; no obstante, existe un exceso de Na^{M4} , que en las crossitas es compensado con Fe^{+3} , a través de *mr**b*; mientras que en las glaucofanas es necesario otro tipo de sustitución, como la *rich*, ya que el Fe^{+3} está totalmente compensado con Al^{IV} . (Figuras 4.5.b y c).

Por lo tanto, las variaciones composicionales que presentan las glaucofanas se pueden explicar por el funcionamiento de los intercambios *gl*, *fts* y *rich*, mientras que las de las crossitas son compatibles con *gl*, *fts* y *mr**b*.



4.4.2 Granate.

El granate (Apéndice 2.B) presenta altos contenidos en almandino (en torno al 60%, llegando al 80 % en asociaciones con magnetita e ilmenita), y bajos en piropo (alrededor del 12 %, aunque pueden alcanzar el 30 % en rocas ricas en MgO, y el 18% en asociaciones con onfacita) (Figura 4.6). En todas las asociaciones, el granate manifiesta en el borde un empobrecimiento en Mn y un ligero enriquecimiento en Mg (Figuras 4.7.a). El contenido en Ca generalmente también disminuye hacia el borde, sobre todo en las asociaciones con onfacita, aunque en los granates con inclusiones de titanita permanece constante (Figura 4.7.b).

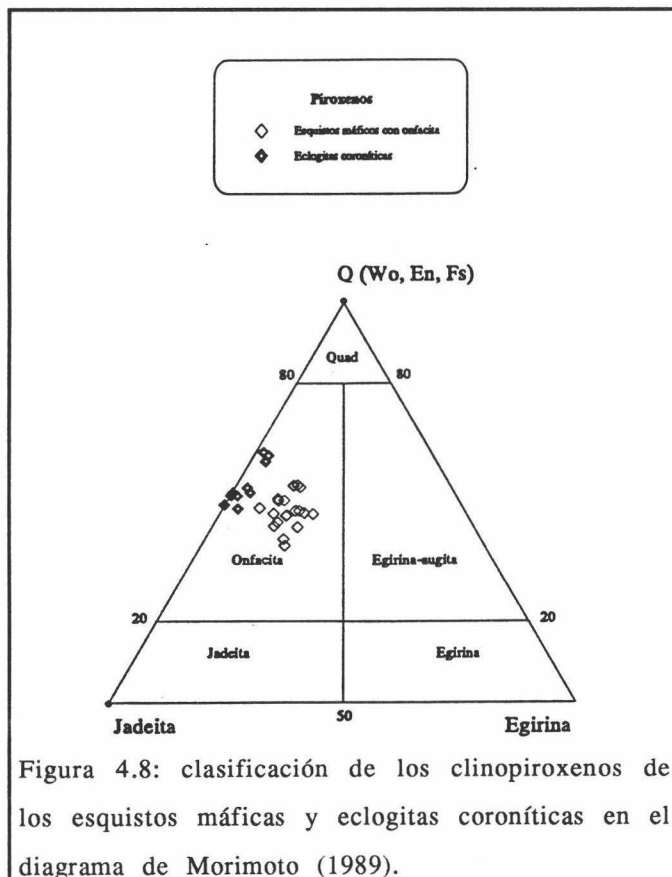


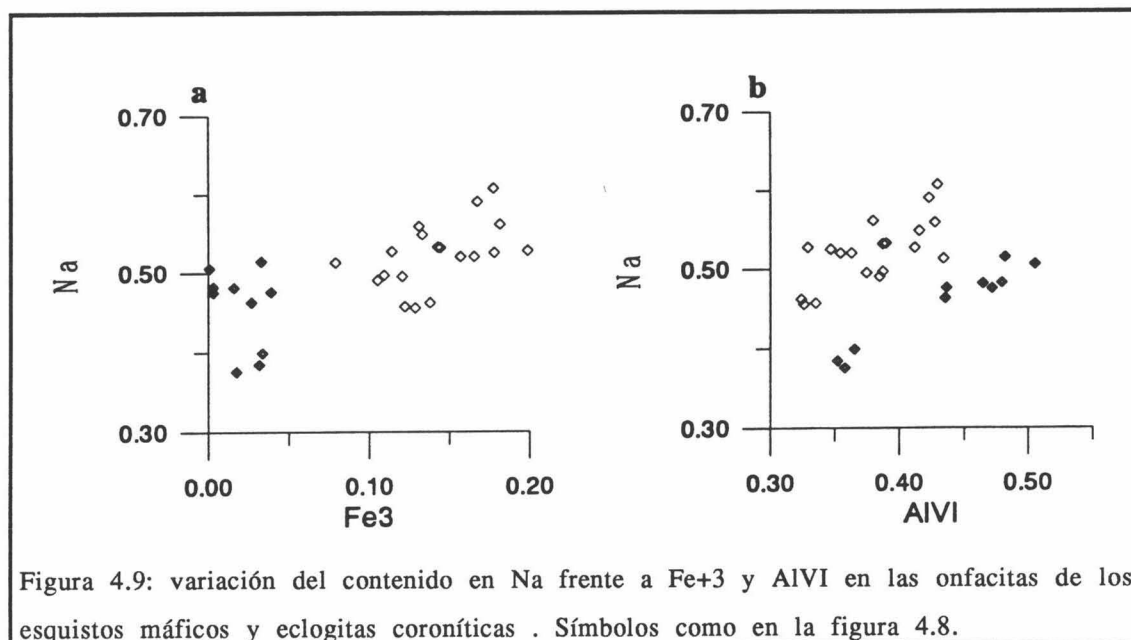
4.4.3 Clinopiroxeno.

Los clinopiroxenos (Apéndice 2.C) se proyectan en el campo de la onfacita del diagrama de Morimoto (1989) (Figura 4.8).

Los contenidos en Al^{IV} son muy bajos (*av.* 0.02), por lo que la paragénesis eclogítica se debió generar a relativamente bajas T (Carpenter, 1976; Newton, 1986).

El Na, dado los bajos contenidos en Cr y Ti, entra en la red del clinopiroxeno en sustituciones acopladas con Fe^{+3} y Al^{VI} (como se pone de manifiesto en las figuras 4.9.a y b). Por tanto, las variaciones químicas del piroxeno de los esquistos máficos se pueden expresar en terminos de la sustituciones (considerando el dióxido como componente aditivo) *fm*, jadeita (*jd*) (que es equivalente a la glaucofánica de los anfíboles), y acmita (*acm*) (equivalente a la *mrh*), que es menos importante en las eclogitas coroníticas, como puede observarse en la figura 4.9.a.





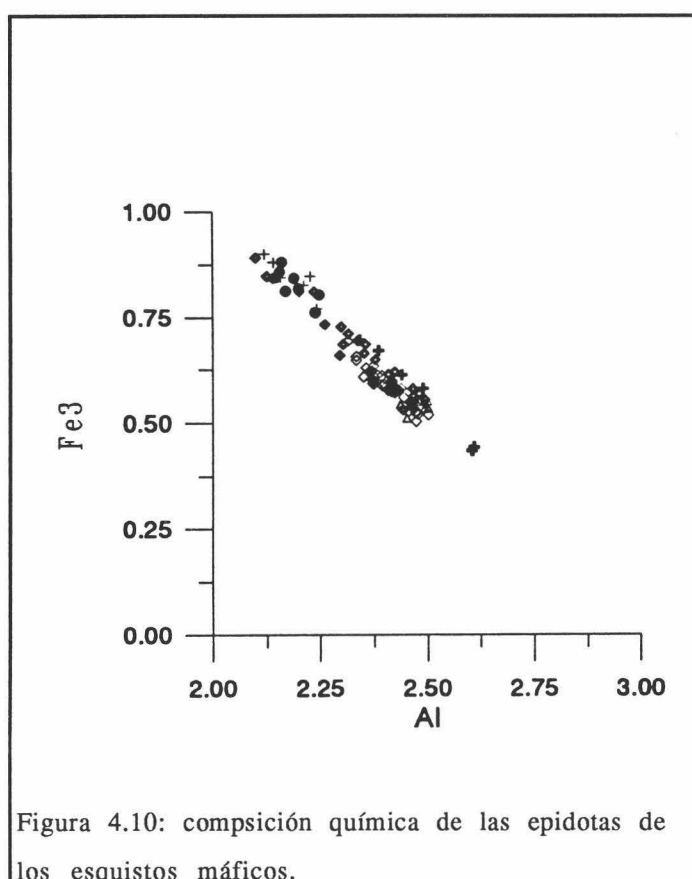
4.4.4 Epidota.

Las epidotas (Apéndice 2.D) de los esquistos máficos, incluyendo las asociaciones con onfacita, son ricas en componente pistacítico ($P_s = Fe^{+3}/(Fe^{+3}+Al-2)$) con valores que oscilan entre 0.42 y 0.90. Estos valores contrastan con los encontrados en eclogitas coroníticas, en las que se desarrollan epidotas de tipo zoisita-clinozoisita (e.g. Gómez-Pugnaire y Fernández-Soler, 1987).

Los granos de epidota presentan patrones de zonación complejos que dependen de la asociación en la que se presenta (Figura 4.10). En las asociaciones *Cro - Pg - Gr-Alm - Ilm - Mt* y *Anf Na-Ca - Pg*, la epidota presenta los contenidos en P_s más altos ($av P_s = 0.82$); mientras que en las asociaciones con albita \pm paragonita son netamente más bajos ($av P_s = 0.60$), y disminuyen ligeramente hacia los bordes (aunque en la asociación *Anf Ca - Pg - Gr-Py* puede llegar a 0.42).

En las asociaciones con onfacita el zonado es inverso ($Ps = 0.51 - 0.54$, en los granos incluidos en granate y en los centros de los granos de la matriz; y $0.59 - 0.63$ en los bordes y en los granos que corroen a la paragonita).

En niveles ricos en epidota con abundantes venas de carbonatos y en asociaciones máficas con albita, magnetita y hematites, el contenido en Fe de los núcleos de los granos es muy alto ($Ps = 0.82$) mientras que el de los bordes es más bajo con valores de Ps que oscilan entre $0.60 - 0.68$.



4.4.5 Micas dioctaédricas.

Las micas dioctaédricas (Apéndices 2.E y F) observadas en los esquistos máficos son de tipo paragonita y moscovita.

Estas micas nunca aparecen coexistiendo, ya que la moscovita

se restringe a rocas con contenidos altos en K (más de un 1% de K_2O , en peso). La paragonita, sin embargo, presenta un amplio desarrollo, presentandose tanto en asociaciones con onfacita como con albita, en las que la abundancia relativa albita/paragonita, como se discutirá en la sección 4.5, está fuertemente influenciada por el contenido en sílice del protolito

La paragonita presenta un quimismo bastante simple, con composiciones próximas al término ideal. La moscovita, sin embargo, tiene una composición más compleja: presenta cierta sustitución fengítica (Si: 3.23-3.29 a.p.f.u) y un contenido en Na que puede llegar hasta 0.14 a.p.f.u.

Los contenidos en Ti son mayores en las moscovitas que en las paragonitas, mientras que, por el contrario, el contenido en Ca es más alto en la paragonita, con valores máximos en torno 0.2 a.p.f.u, que en la moscovita.

4.4.6 Otras fases minerales

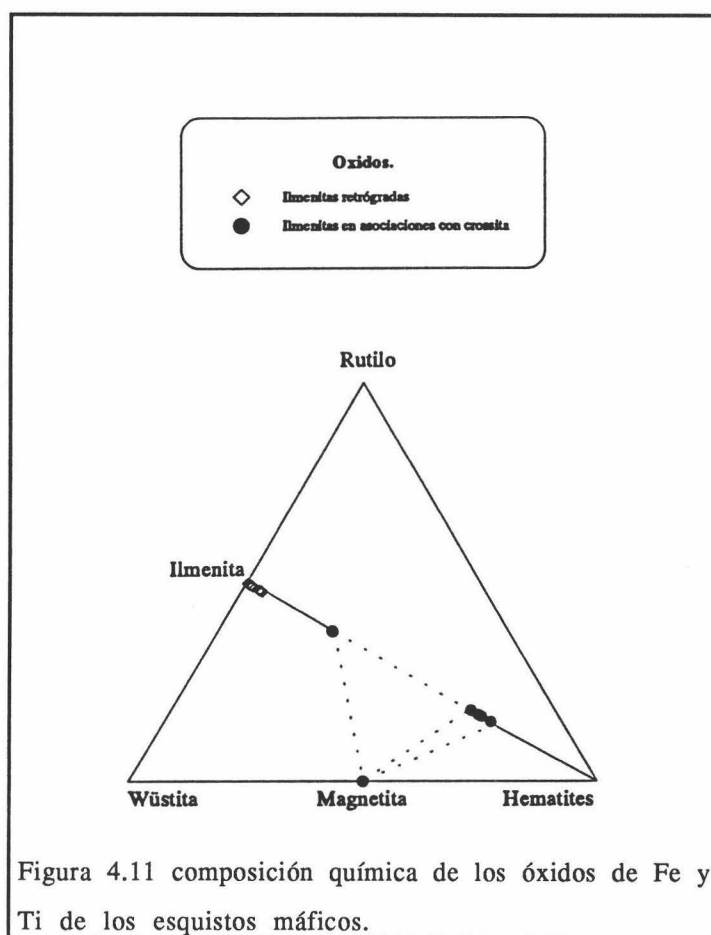
La *titanita* (Apéndice 2.G) presenta una composición química bastante simple, con contenidos muy bajos en $Al+Fe^{+3}$.

El *feldespato* (Apéndice 2.H) de todas las asociaciones es de composición albitica, tan solo en los esquistos ricos en epidota se han observado composiciones algo más cálcicas ($An = 12 - 16 \%$).

La *biotita* (Apéndice 2.I) presenta poca variabilidad composicional. La razón $Mg/Mg+Fe^{+2}$ varía entre 0.47 y 0.65, y los contenidos en Ti son bajos (0.01-0.10).

La *clorita* (Apéndice 2.J) de todas las asociaciones, incluidas las asociaciones con crossita y magnetita, son de tipo clinocloro (siguiendo la terminología de Bailey (1988)), con razones $Mg/Mg+Fe^{+2}$ que varían entre 0.80 (en las cloritas que reemplazan a los granates ricos en piropero) y 0.52 (en asociaciones con albita y/o paragonita)

La *ilmenita* (Apéndice 2.K) que reemplaza al rutilo y a la titanita es de composición bastante simple, próxima al término extremo $TiFeO_3$ (Figura 4.11). Los complejos intercrecimientos lamelares de las asociaciones con crossita presentan contenidos en hematites superiores al 35 %, y desarrollan un hueco de miscibilidad comprendido entre el 40 y el 60% (Figura 4.11). Las *magnetitas* (Apéndice 2.E) de estas asociaciones con crossita son bastante puras.



4.5. RELACIONES DE FASE.

En esta sección se discuten las relaciones entre las asociaciones minerales establecidas, con el fin de evaluar la importancia de la composición de los protolitos en la evolución de las paragénesis.

Las asociaciones desarrolladas en facies de esquistos verdes (asociaciones con clorita + albita + ilmenita \pm hematites) no se han considerado, ya que presentan un escaso desarrollo en las rocas estudiadas, y es difícil el análisis de sus relaciones de fase.

En secciones precedentes, algunas de las diferencias observadas en las asociaciones máficas se han atribuido a la composición global de los protolitos en los que se desarrollan. Un análisis más detallado pone de manifiesto que:

- 1.- Las asociaciones con abundante paragonita se desarrollan en protolitos notablemente empobrecidos en calcio (Figura 4.12).
- 2.- El anfíbol glaucofánico se genera en los protolitos con contenidos aún más bajos de calcio; mientras que el anfíbol crossítico se desarrolla en niveles mineralizados ricos en FeO (Figura 4.13) con contenidos, también, muy bajos en calcio (Figura 4.12).
- 3.- La razón $Al / (Al + Si)$ controla el desarrollo de la albita y la paragonita. Así, en las asociaciones con albita \pm paragonita, está presente bajos valores (en torno a 0.24), mientras que en las asociaciones con paragonita en las que la albita es escasa o ausente, puede llegar hasta 0.33.

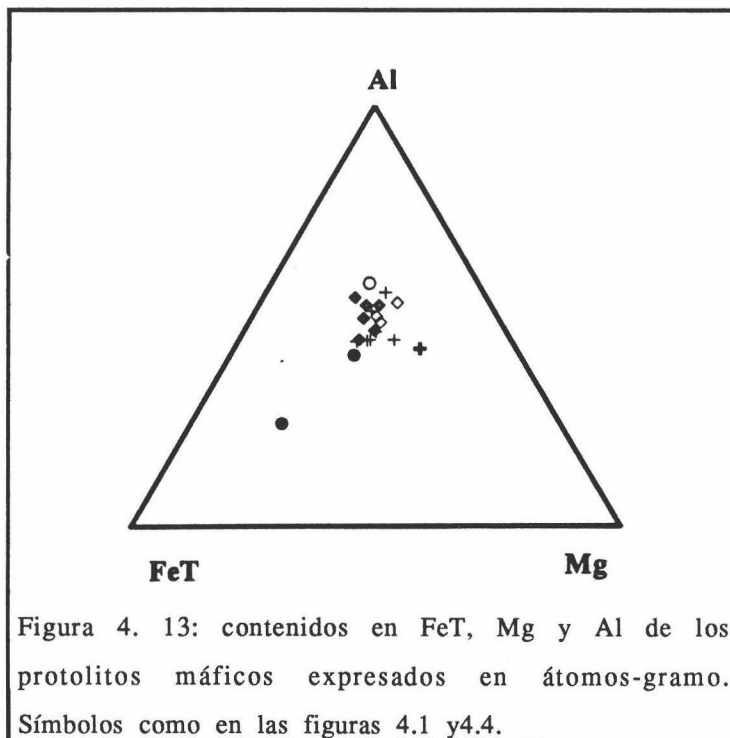


Figura 4. 13: contenidos en FeT, Mg y Al de los protolitos máficos expresados en átomos-gramo. Símbolos como en las figuras 4.1 y 4.4.

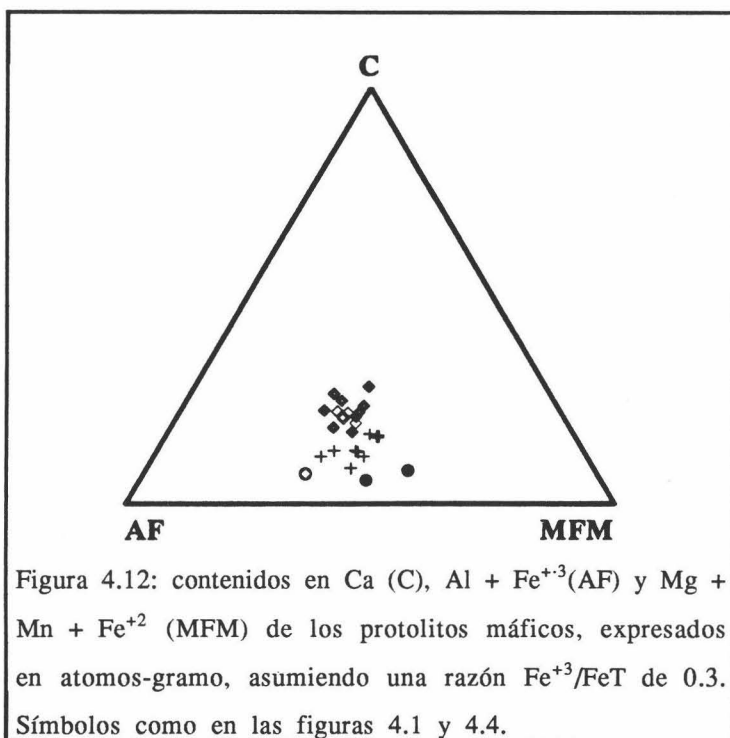
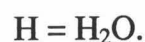
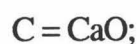


Figura 4.12: contenidos en Ca (C), Al + Fe⁺³(AF) y Mg + Mn + Fe⁺² (MFM) de los protolitos máficos, expresados en átomos-gramo, asumiendo una razón Fe⁺³/FeT de 0.3. Símbolos como en las figuras 4.1 y 4.4.

Por lo tanto, los esquistos máficos presentan una heterogeneidad composicional que puede haber jugado un papel importante en el control de las paragénesis desarrolladas. A continuación se discute si estas diferencias son lo suficientemente importantes como para determinar la diversidad de asociaciones encontradas.

Las asociaciones minerales de los esquistos máficos se pueden describir en el sistema de 12 componentes Na_2O - K_2O - CaO - MgO - FeO - MnO - Fe_2O_3 - Al_2O_3 - TiO_2 - SiO_2 - H_2O . Otros componentes como NiO o Cr_2O_3 , aparecen en cantidades traza o bien se presentan en una sola fase (e.g. P_2O_5 en apatito), por lo que con su eliminación no se omiten reacciones importantes.

Para poder observar las relaciones de fase gráficamente es necesario reducir el número de componentes. Así las fases minerales se pueden describir en el sistema condensado N - C - M - FM - AF - S - H, donde:



El agrupar Na_2O y K_2O no plantea ningún problema, ya que K_2O aparece en bajas concentraciones en todas las fases minerales, salvo en la moscovita fengítica (la biotita no se considera, pues cristaliza en

la etapa de esquistos verdes). Por lo tanto, el componente moscovítico de esta mica potásica no está tamponado, así que una variación en el contenido en K_2O del sistema tan solo supondrá una variación en el contenido modal de la mica potásica.

De igual forma MnO solo aparece con altos contenidos en los núcleos de los granates, por lo que el agrupar conjuntamente con FeO no oculta ninguna relación reaccional.

Sin embargo, la agrupación de Fe_2O_3 y Al_2O_3 , y la eliminación de TiO_2 , sí plantean problemas que merecen una discusión: Fe_2O_3 y Al_2O_3 son componentes importantes en las fases minerales consideradas. La agrupación supone que no hay fraccionación de estos elementos entre aquellas fases que coexisten en una paragénesis dada ($K_d = 1$). Sin embargo esto no es así, y la razón Fe^{+3}/Al (Figura 4.14.a y b) varía sistemáticamente de tal forma que se verifica: $(Fe^{+3}/Al)_{Anf} > (Fe^{+3}/Al)_{Cpx} \geq (Fe^{+3}/Al)_{Ep} \gg (Fe^{+3}/Al)_{Gr} = 0$. Por otra parte, el TiO_2 aparece en titanita y rutilo, por lo que su omisión impide el análisis de las reacciones reaccionales entre estas fases.

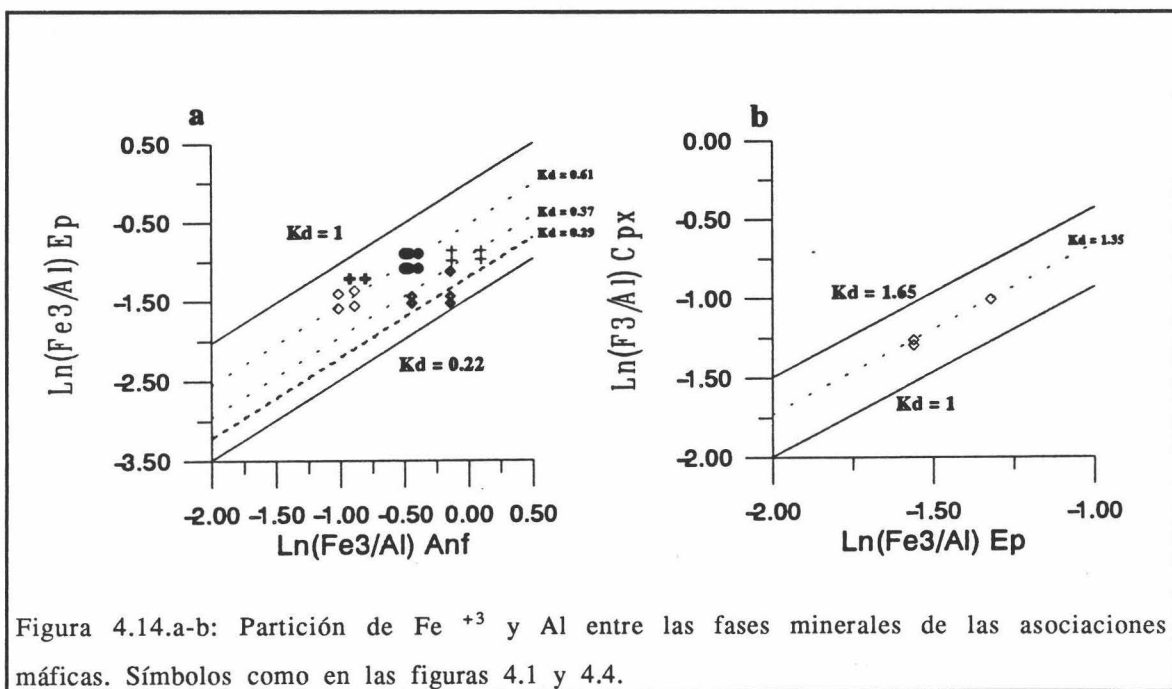


Figura 4.14.a-b: Partición de Fe^{+3} y Al entre las fases minerales de las asociaciones máficas. Símbolos como en las figuras 4.1 y 4.4.

Como las asociaciones presentan cuarzo y epidota, que en este sistema condensado puede ser considerada como una fase pura, y la fase fluida debió estar constituida esencialmente por agua en estado supercrítico (no hay carbonatos en las asociaciones que se están analizando), las paragénesis se pueden considerar saturadas en cuarzo y epidota, y la fase fluida controlada externamente. Por lo que es posible representar la composición de las fases minerales en el sistema N- AF - M - FM proyectadas desde cuarzo + epidota + agua (Figura 4.15.a). En esta representación, diópsido, hedenbergita y grosularia se proyectan en el infinito.

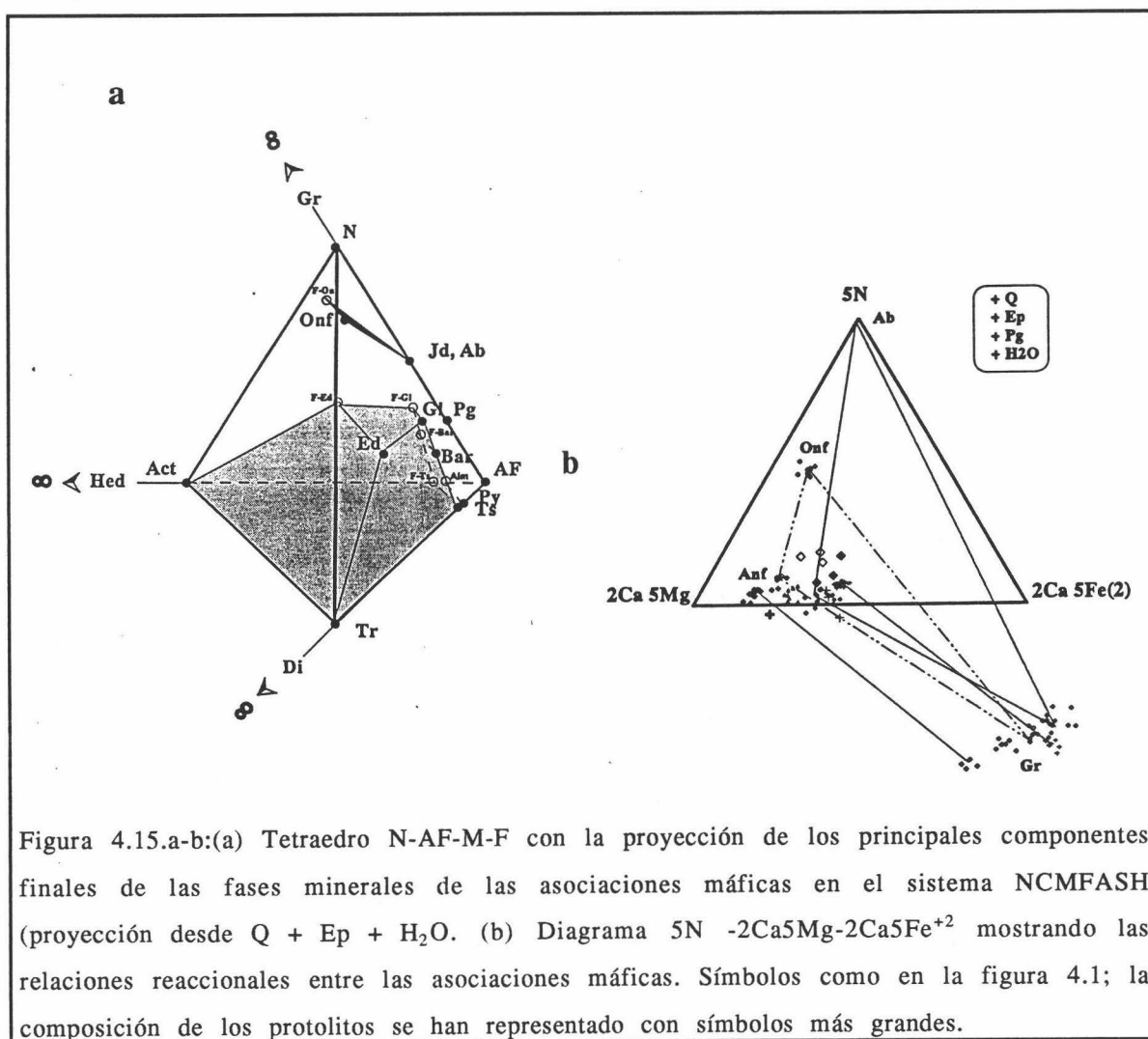


Figura 4.15.a-b:(a) Tetraedro N-AF-M-F con la proyección de los principales componentes finales de las fases minerales de las asociaciones máficas en el sistema NCMFASH (proyección desde Q + Ep + H₂O). (b) Diagrama 5N - 2Ca5Mg - 2Ca5Fe⁺² mostrando las relaciones reaccionales entre las asociaciones máficas. Símbolos como en la figura 4.1; la composición de los protolitos se han representado con símbolos más grandes.

Dado que la paragonita también aparece en todas las asociaciones consideradas, se puede reducir la dimensión del espacio de representación al proyectar desde esta fase, con lo que se facilita la visualización de las relaciones de fase, y todas las composiciones se proyectan positivamente (en el sentido de Thompson, 1957) si se considera 5N en vez de N. Así en la figura 4.15.b, se presenta una proyección desde Q + Ep+ Pg + H₂O sobre el plano M - FM - 5N. En esta proyección se puede observar la partición Fe⁺²/Mg entre las fase ferromagnesianas. El granate es la fase más rica en Fe⁺² y el clinopiroxeno y el anfíbol coexistentes presentan un Kd próximo a 1. Así, en las figuras 4.16.a y b se han proyectado las razones Fe⁺²/Mg de las fases observándose el siguiente orden de fraccionación: $(Fe^{+2}/Mg)_{Gr} > (Fe^{+2}/Mg)_{Cpx} = (Fe^{+2}/Mg)_{Anf} \gg (Fe^{+2}/Mg)_{Ep} = 0$.

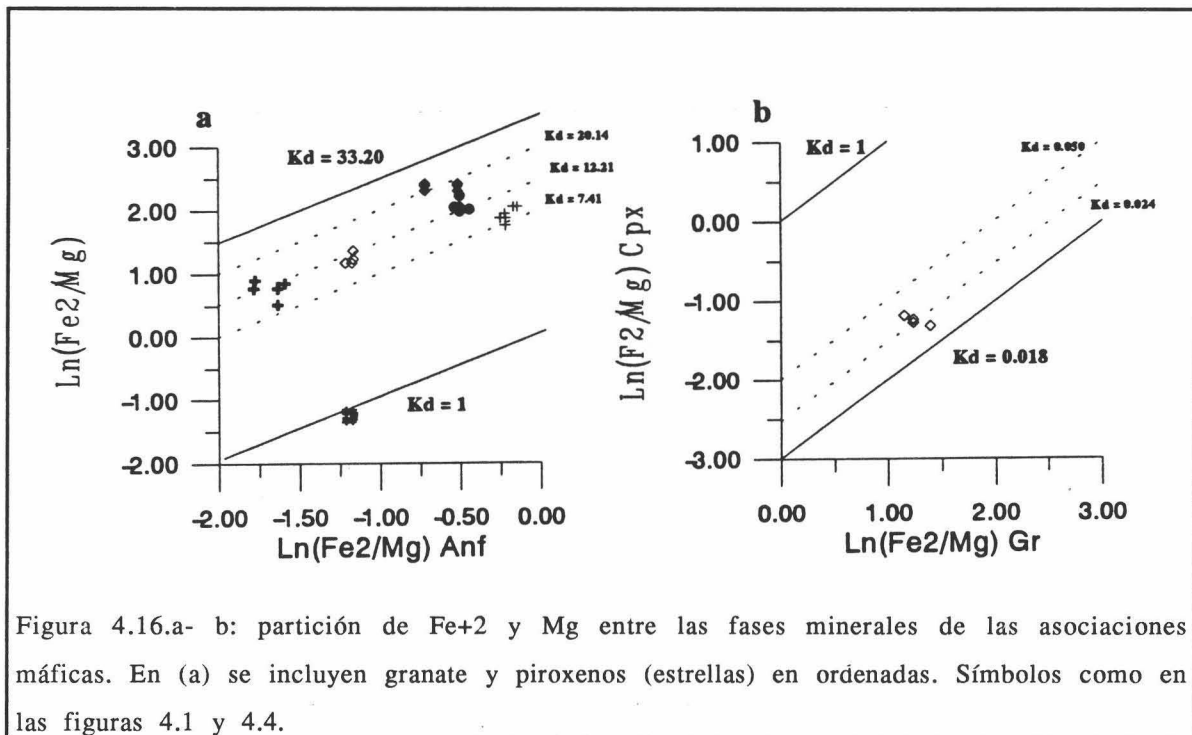


Figura 4.16.a- b: partición de Fe²⁺ y Mg entre las fases minerales de las asociaciones máficas. En (a) se incluyen granate y piroxenos (estrellas) en ordenadas. Símbolos como en las figuras 4.1 y 4.4.

Por otra parte, en este diagrama composicional se puede observar como es poco probable el desarrollo de asociaciones con onfacita y anfíbol sodo-cálcico o alcalino en las rocas más

empobrecidas en calcio, ya que el campo composicional del anfíbol se disponen entre el del piroxeno y el de estos protolitos.

En esta proyección también se observan diversas relaciones reaccionales entre las asociaciones representadas, que pueden ser un efecto de las asunciones consideradas para efectuar la reducción dimensional requerida para la proyección, o bien, pueden existir realmente en un espacio composicional de mayor dimensión, y por lo tanto hay alguna composición global compatible con las asociaciones relacionadas a través de estas reacciones. Para resolver este problema, se han empleado técnicas de programación lineal y de regresión (e.g. Grengwood, 1967, 1968; Le Maitre, 1982; Davies, 1985; Spear et al., 1982). Sin embargo, para efectuar los balances de masas entre las asociaciones consideradas, estas técnicas no se pueden utilizar, ya que requieren que el problema sea sobredeterminado, i.e., el número de componentes debe ser mayor que el de fases minerales (e.g. Fisher, 1989; Poli, 1994), mientras que las relaciones observadas suponen sistemas indeterminados. Así, es necesario utilizar otras técnicas como el método de reducción de Gauss-Jordan (e.g. Thompson, 1982b; Spear, 1993) o el de descomposición en valores singulares (*Singular Value Decomposition*, SVD; Fisher, (1989, 1993)). La primera técnica se ha aplicado (e.g. Thomposon 1982b; 1991; Thompson et al., 1982) para obtener la dimensión del sistema composicional (rango de la matriz composicional) y un conjunto de reacciones continuas linealmente independientes que constituyen una base del espacio reaccional (espacio nulo de la matriz composicional), empleando componentes de fase. Sin embargo, cuando se utilizan composiciones de fases minerales reales, es necesario utilizar la segunda técnica ya que permite controlar el valor del rango del sistema, que puede estar sobrestimado por los errores analíticos, disminuyendo por lo tanto las posibles reacciones existentes (Fisher, 1989). Esta técnica esta basada en el teorema del álgebra matricial (Gloub y Van Loan, 1983) que establece que cualquier matriz $M_{m \ n}$ se puede expresar como el siguiente producto:



$$M = UWV^t$$

donde U es una matriz con columnas ortogonales, W es una matriz diagonal n por n , y V es una matriz ortogonal n por n . Esta descomposición es sumamente interesante ya que las matrices resultantes aportan la siguiente información:

- 1.- El número de términos distintos de cero en la matriz diagonal W da el rango de M .
- 2.- Las columnas de la matriz U que se corresponden con los elementos distintos de cero de W constituyen una base ortonormal.
- 3.- Las columnas de V correspondientes a los elementos diagonales iguales a cero de la matriz W forman una base del espacio nulo.

Así, la inflación del rango de M debida a los errores analíticos, se puede controlar con la matriz W , ya que los elementos pequeños de la diagonal se pueden forzar a cero con la introducción de un factor de tolerancia. Tras efectuar esta operación se puede calcular la matriz modelo M' a partir de la expresión anterior y calcular la desviación en relación a la matriz original M , obteniendo la matriz de residuales, R , que ofrece una evaluación de la bondad del ajuste, cuando se compara con alguna estimación del error asociado a la composición química de las fases minerales.

Estos métodos algebraicos dan un gran número de balances de masas, pero debido tanto a consideraciones termodinámicas como cinéticas, la mayoría de estos balances no se corresponden con equilibrios químicos estables que realmente han funcionado durante el metamorfismo. Debido a esto, la selección de la reacción, que

supuestamente ha controlado el desarrollo de la paragénesis, debe estar fundamentada en observaciones texturales y en las variaciones químicas de las fases minerales consideradas (Pigage, 1976; Lang y Rice, 1985, Gordon en al., 1991). Por supuesto, cuando se comparan dos protolitos con asociaciones minerales diferentes, cualquier intento de establecer un balance, que se corresponda con una reacción química estable, llevará asociado una gran incertidumbre; por lo tanto, en estos casos, tan solo se intentará comprobar la compatibilidad química de las asociaciones.

En las tablas 4.2 a 4.6, se muestran la composición química de las fases minerales empleadas para realizar el cálculo de los balances de masas por SVD y los resultados obtenidos, utilizando un programa realizado con MATHEMATICA (Wolfram, 1989).

En todos los casos, para evitar el gran error asociado con la estimación de la razón Fe^{+3}/Fe^{+2} se consideró el contenido total en Fe; por lo que se asume que el sistema estaba abierto para el O_2 , i.e., cualquier cantidad de oxígeno no balanceado se considera compensado con la entrada o salida de oxígeno de una fuente externa (e.g. Greenwood, 1967; Gordon et al 1991). Por otra parte, siguiendo las recomendaciones de Gordon et al (1991), no se aplicó a la matriz composicional ningún factor de ponderación, ya que esto supondría un aumento excesivo de la influencia de los elementos menores, que no determinan la presencia ni la abundancia de las fases principales.

En los cálculos efectuados, las razones residuales/desviación estandar, utilizadas como un estimador del error cometido, son bajas, salvo para el Mn (y en algunos casos también el K). Esto es debido a las bajas concentraciones con que se presenta en las fases minerales utilizadas y a una posible fraccionación en el sistema, ya que se concentra, preferencialmente, en los núcleos del granate. No obstante, como ya se ha comentado, dada la baja concentración con la que se presenta, no debe tener una gran influencia sobre los resultados.

TABLA 4.2: RELACIONES REACCIONALES EN LA ASOCIACION Ab - Anf Na-Ca - Gr - Tnt - Ru CALCULADAS POR SVD.

COMPOSICION	Anf1	Gr1	Ru	Pg(1)	Ep	Anf2	Gr2	Ab(1)	Tnt(1)	Q(1)	H2O(2)
Si	6.81	3.02	0.00	3.00	3.01	6.70	3.00	3.00	1.00	1.00	0.00
Ti	0.03	0.00	1.00	0.00	0.02	0.05	0.00	0.00	1.00	0.00	0.00
Al	2.10	1.98	0.00	3.00	2.41	2.21	1.89	1.00	0.00	0.00	0.00
Fe	1.87	1.61	0.00	0.00	0.58	1.89	1.94	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	2.19	0.11	0.00	0.00	0.00	2.14	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.25	0.88	0.00	0.00	1.98	1.35	0.96	0.00	1.00	0.00	0.00
Na	1.08	0.00	0.00	1.00	0.00	0.84	0.00	1.00	0.00	0.00	0.00
K	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O(3)	1.00	0.00	0.00	1.00	0.50	1.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.00
REACCIONES (Rango 9; Tolerancia 0.01)											
R1	0.06	0.03	0.57	-0.31	0.34	-0.05	-0.13	0.29	-0.57	-0.13	0.13
R2	-0.65	0.00	-0.04	-0.05	-0.05	0.66	-0.01	0.20	0.02	0.07	0.02
R(G1)	-0.20	-	-0.02	-0.01	-0.02	0.20	0.00	0.06	0.02	-0.09	0.02
RESIDUALES											
Si	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	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
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	-0.005	0.000	-0.002	0.000	0.002	0.000
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
RESIDUALES/DESVIACIÓN ESTANDAR (5)											
Si	0.0000	0.0000	-	-	0.0000	0.0000	0.0000	-	-	-	-
Ti	0.0000	0.0000	-	-	0.0000	0.0000	0.0000	-	-	-	-
Al	0.0000	0.0000	-	-	0.0000	0.0000	0.0000	-	-	-	-
Fe	0.0000	0.0000	-	-	0.0000	0.0000	0.0000	-	-	-	-
Mn	0.0000	0.0000	-	-	0.0000	0.0000	0.0000	-	-	-	-
Mg	0.0000	0.0000	-	-	0.0000	0.0000	0.0000	-	-	-	-
Ca	0.0000	0.0000	-	-	0.0000	0.0000	0.0000	-	-	-	-
Na	0.0000	0.0000	-	-	0.0000	0.0000	0.0000	-	-	-	-
K	0.1667	0.0000	-	-	0.0000	-0.1429	0.0000	-	-	-	-
H2O	0.0000	0.0000	-	-	0.0000	0.0000	0.0000	-	-	-	-

NOTAS:

Datos en proporciones catiónicas

(1) Considerada pura.

(2) En exceso.

(3) Contenido estequiométrico.

(5) Desviación estandar calculada asumiendo el siguiente error relativo:

Contenidos >10% : error relativo=1.5%

Contenidos 10 - 1% : error relativo=2%

Contenidos <1% : error relativo=10%

TABLA 4.3: RELACIONES ENTRE LAS ASOCIACIONES Ab-Anf Na-Ca - Gr-Tnt -Ru Y Gr-Onf-Anf Na-Ca CALCULADAS POR SVD.

ASOCIACIONES	Aso.Anf NaCa- Gr		Gr - Onf Anf Na-Ca						
COMPOSICION	Anf	Gr	Anf	Gr	Onf	Ep	Pg(1,4)	Q(1,4)	H2O(2)
Si	6.81	3.02	7.08	2.99	1.99	2.99	3.00	1.00	0.00
Al	2.10	1.98	1.97	1.99	0.40	2.46	3.00	0.00	0.00
Fe	1.87	1.61	1.26	1.76	0.23	0.55	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.38	0.01	0.07	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
Mg	2.19	0.11	2.66	0.55	0.41	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.25	0.88	1.00	0.86	0.49	1.98	0.00	0.00	0.00
Na	1.08	0.00	1.35	0.00	0.49	0.00	1.00	0.00	0.00
K	0.06	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O(3)	1.00	0.00	1.00	0.00	0.00	0.50	0.00	0.00	1.00
REACCIONES (Rango 7; Tolerancia 0.01)									
R1	-0.57	-0.08	0.31	0.39	0.54	-0.06	-0.05	-0.03	0.34
RESIDUALES									
Si	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	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
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	-0.012	-0.002	0.007	0.009	0.012	-0.001	-0.001	-0.001	0.007
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
RESIDUALES/DESVIACIÓN ESTANDAR (5)									
Si	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	-	-	-
Al	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	-	-	-
Fe	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	-	-	-
Mn	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	-	-	-
Mg	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	-	-	-
Ca	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	-	-	-
Na	0.0463	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	-	-	-
K	-0.400	-0.704	0.3350	3.4828	4.7520	-0.562	-	-	-
H2O	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	-	-	-

NOTAS:

Datos en proporciones catiónicas

(1) Considerada pura.

(2) En exceso.

(3) Contenido estequiométrico.

(4) Presente en las dos asociaciones.

(5) Desviación estandar calculada asumiendo el siguiente error relativo:

Contenidos >10% : error relativo=1.5%

Contenidos 10 - 1% : error relativo=2%

Contenidos <1% : error relativo=10%

**TABLA 4.4: RELACIONES ENTRE LAS ASOCIACIONES AnfNa-Ca-Pg-Gr Y Gr-Onf-Anf Na-C
CALCULADAS POR SV.D.**

ASOCIACIONES	Anf Na-Ca - Pg - Gr			Gr - Onf Anf Na-Ca						
COMPOSICION	Anf	Gr	Ep	Anf	Gr	Onf	Ep	Pg(1,4)	Q(1,4)	H2O(2)
Si	6.55	2.99	2.99	7.08	2.99	1.99	2.99	3.00	1.00	0.00
Al	2.36	1.97	2.12	1.97	1.99	0.40	2.46	3.00	0.00	0.00
Fe	2.19	2.03	0.90	1.26	1.76	0.23	0.55	0.00	0.00	0.00
Mn	0.01	0.07	0.03	0.01	0.07	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
Mg	1.83	0.28	0.00	2.66	0.55	0.41	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.06	0.69	1.97	1.00	0.66	0.49	1.98	0.00	0.00	0.00
Na	1.36	0.00	0.00	1.35	0.00	0.49	0.00	1.00	0.00	0.00
K	0.06	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O(3)	1.00	0.00	0.50	1.00	0.00	0.00	0.50	0.00	0.00	1.00
REACCIONES (Rango 7; Tolerancia 0.01)										
R1	0.09	-0.61	0.34	-0.13	0.61	0.05	-0.32	0.03	0.10	0.00
R2	-0.17	0.23	0.62	0.20	-0.31	-0.27	-0.54	0.10	-0.05	-0.17
R3	-0.41	0.19	0.05	0.12	0.14	0.72	-0.18	0.04	-0.33	0.31
RESIDUALES										
Si	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.006	-0.002	0.001	-0.001	-0.003	-0.012	0.001	0.000	0.005	-0.005
Mg	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	0.000	0.000	0.000	-0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	-0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
K	-0.008	0.004	0.002	0.003	0.002	0.013	-0.005	0.001	-0.007	0.006
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
RESIDUALES/DESVIACIÓN ESTANDAR (5)										
Si	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	-	-	-
Al	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	-	-	-
Fe	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	-	-	-
Mn	6.000	-0.286	0.333	-1.000	-0.429	-24.00	0.333	-	-	-
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-	-	-
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-0.102	0.000	-	-	-
Na	0.037	0.000	0.000	0.000	0.000	-0.102	0.000	-	-	-
K	-0.267	1.800	0.800	0.150	0.800	5.200	-2.000	-	-	-
H2O	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	-	-	-

NOTAS:

Datos en proporciones catiónicas

(1) Considerada pura.

(2) En exceso.

(3) Contenido estequiométrico.

(4) Presente en las dos asociaciones.

(5) Desviación estandar calculada asumiendo el siguiente error relativo:

Contenidos >10% : error relativo=1.5%

Contenidos 10 - 1% : error relativo=2%

Contenidos <1% : error relativo=10%

**TABLA 4.5: RELACIONES REACCIONALES ENTRE LAS ASOCIACIONES GI - Gr Y Gr - Onf Anf Na-Ca
CALCULADAS POR SV.D.**

ASOCIACIONES	GI - Gr - Pg		Gr - Onf Anf Na-Ca						
COMPOSICION	GI	Gr	Anf	Gr	Onf	Ep	Pg(1,4)	Q(1,4)	H2O(2)
Si	7.41	2.99	7.08	2.99	1.99	2.99	3.00	1.00	0.00
Al	1.94	1.97	1.97	1.99	0.40	2.46	3.00	0.00	0.00
Fe	1.68	2.08	1.26	1.76	0.23	0.55	0.00	0.00	0.00
Mn	0.01	0.01	0.01	0.07	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
Mg	2.20	0.38	2.66	0.55	0.41	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.62	0.61	1.00	0.66	0.49	1.98	0.00	0.00	0.00
Na	1.57	0.00	1.35	0.00	0.49	0.00	1.00	0.00	0.00
K	0.03	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O(3)	1.00	0.00	1.00	0.00	0.00	0.50	0.00	0.00	1.00
REACCIONES (Rango 7; Tolerancia 0.01)									
R1	0.27	0.13	-0.27	-0.22	0.46	0.03	-0.02	-0.76	0.01
R2	-0.40	-0.13	0.54	0.17	-0.30	-0.07	0.05	-0.59	-0.25
RESIDUALES									
Si	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	-0.007	0.026	0.009	-0.030	-0.007	0.001	0.001	0.004	-0.004
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	-0.002	0.001	0.000	0.003	0.004	0.001	0.000	0.000	0.002
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
RESIDUALES/DESVIACIÓN ESTANDAR (5)									
Si	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-	-	-
Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-	-	-
Fe	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-	-	-
Mn	-6.580	26.000	9.000	-4.286	-13.36	0.400	-	-	-
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-	-	-
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-	-	-
Na	0.032	0.000	0.000	0.560	0.000	0.000	-	-	-
K	-0.107	0.476	0.000	1.316	1.523	0.460	-	-	-
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-	-	-

NOTAS:

Datos en proporciones catiónicas

(1) Considerada pura.

(2) En exceso.

(3) Contenido estequiométrico.

(4) Presente en las dos asociaciones.

(5) Desviación estandar calculada asumiendo el siguiente error relativo:

Contenidos >10% : error relativo=1.5%

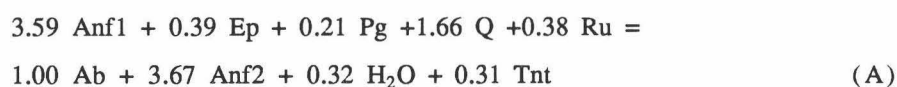
Contenidos 10 - 1% : error relativo=2%

Contenidos <1% : error relativo=10%

TABLA 4.6: RELACIONES REACCIONALES ENTRE LAS ASOCIACIONES Gr-Onf-AnfNa-Ca Y Ab-Ep-AnfCa CALCULADAS POR SVD.

ASOCIACIONES	Ab - Ep - Anf Ca			Gr - Onf Anf Na-Ca						
	Anf C	Ab(1)	Ep	Anf NC	Gr	Onf	Ep	Pg(1)	Q(1,4)	H2O(2)
COMPOSICION										
Si	6.46	3.00	3.01	7.08	2.99	1.99	2.99	3.00	1.00	0.00
Al	2.44	1.00	2.39	1.97	1.99	0.40	2.46	3.00	0.00	0.00
Fe	1.69	0.00	0.61	1.26	1.76	0.23	0.55	0.00	0.00	0.00
Mn	0.02	0.00	0.00	0.01	0.07	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
Mg	2.55	0.00	0.01	2.66	0.55	0.41	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.53	0.00	1.97	1.00	0.66	0.49	1.98	0.00	0.00	0.00
Na	1.09	1.00	0.00	1.35	0.00	0.49	0.00	1.00	0.00	0.00
K	0.08	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O(3)	1.00	0.00	0.50	1.00	0.00	0.00	0.50	0.00	0.00	1.00
REACCIONES (Rango 9; Tolerancia 0.01)										
R1	0.11	-0.40	-0.14	-0.22	0.01	0.75	-0.03	0.21	0.39	-0.02
R2	0.18	0.12	-0.68	-0.15	-0.02	-0.14	0.66	-0.05	0.09	0.03
R3	0.57	0.18	0.18	-0.47	-0.16	-0.33	-0.25	-0.01	0.44	-0.06
RESIDUALES										
Si	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Mn	0.003	0.000	0.016	-0.002	-0.001	-0.001	-0.016	0.001	0.003	-0.001
Mg	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	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	-0.017	-0.006	0.001	0.014	0.004	0.010	0.001	0.001	-0.012	0.001
H2O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
RESIDUALES/DESVIACIÓN ESTANDAR (5)										
Si	0.0000	-	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	-	-	-
Al	0.0000	-	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	-	-	-
Fe	0.0000	-	0.0820	0.0000	0.0000	0.0000	0.0545	-	-	-
Mn	1.4000	-	32.000	-2.410	-0.197	-9.000	-5.424	-	-	-
Mg	0.0000	-	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	-	-	-
Ca	0.0000	-	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	-	-	-
Na	0.0000	-	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	-	-	-
K	-0.425	-	2.3400	0.6945	8.7960	4.1306	2.0200	-	-	-
H2O	0.0000	-	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	-	-	-
NOTAS:										
Datos en proporciones catiónicas										
(1) Considerada pura.										
(2) En exceso.										
(3) Contenido estequiométrico.										
(4) Presente en las dos asociaciones.										
(5) Desviación estandar calculada asumiendo el siguiente error relativo:										
Contenidos >10% : error relativo=1.5%										
Contenidos 10 - 1% : error relativo=2%										
Contenidos <1% : error relativo=10%										

La matriz composicional de la asociación *Ab - Anf Na-Ca - Gr - Tnt - Ru* (constituida por 10 componentes inertes (en el sentido de Korzhinskii, 1959) y 11 fases minerales) se puede modelizar con una matriz de rango 9 (Tabla 4.2). Las reacciones obtenidas en este modelo, considerando todas las fases minerales, no son compatibles con las observaciones texturales, por lo que hay que explorar las reacciones en las subasociaciones contenidas en la asociación global. Así, se calcularon las reacciones en el sistema definido por las columnas apropiadas de U, empleando el método de Korzhinskii (1959, p 103 -105), obteniéndose la siguiente reacción con granate ausente normalizada a 1 mol de albita:



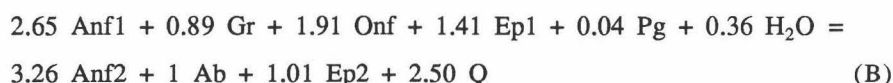
Esta reacción es congruente con las observaciones texturales y las variaciones químicas más importantes: explica la formación de cristales poikiloblásticos de albita con relictos de anfíbol epidota, los recrecimientos de rutilo por titanita, y el zonado composicional observado en el anfíbol.

Las relaciones entre las asociaciones $Gr - Onf - Anf Na-Ca$ y $Ab - Anf Na-Ca - Gr - Tnt - Ru$ se presentan en la tabla 4.3. De la segunda asociación, solo se consideraron para los cálculos, aquellas fases minerales que aparecen en el primer miembro de la reacción (A), descontando el rutilo, ya que es la única fase de titanio y aparece en las dos asociaciones. La matriz composicional presentan un espacio reaccional nulo en el modelo de rango total ya que presenta 10 componentes inertes y 10 fases minerales. Sin embargo si consideramos el modelo de rango 9, se encuentra una reacción compatible con las asociaciones consideradas y con bajas desviaciones de la matriz modelo en relación al error analítico, por lo que se puede concluir que debieron formarse bajo condiciones externas diferentes. Esto era de esperar en vista de la proximidad de las proyecciones de los protolitos que desarrollan estas asociaciones en la figura 4.14.b.

Por el contrario, las asociaciones desarrolladas en protolitos pobres en calcio, tanto con anfíbol barroisítico como con glaucofánico, las diferencias composicionales son tan importantes, que nos es posible balancear una reacción química, estable o no, entre estos protolitos y los que presentan asociaciones con onfacita (Tablas 4.4 y 4.5).

De acuerdo con los cálculos efectuados (Tabla 4.5), los esquistos con glaucofana de facies de esquistos azules de alto grado podrian coexistir con las eclogitas debido las diferencias composicionales que presentan. Así, relaciones semejantes a estas se han descrito en otros cinturones orogénicos de alta presión (e.g. Sifnos en Grecia; Schliestedt, 1986).

Por último, la relación entre la asociación eclogítica y la asociación que la reemplaza con albita y anfíbol cálcico se puede modelizar con una matriz de rango 7 (Tabla 4.6). Esta matriz tiene un espacio nulo tridimensional en el que se ha encontrado la siguiente reacción (normalizada a 1 mol de albita):



que explica de forma bastante satisfactoria las relaciones texturales y químicas observada, como es la blastesis de epidota más rica en Ps y de albita a partir de onfacita, granate y paragonita, y el desarrollo de anfíbol cálcico de tipo pargasita-hastingsita.

4.6. ANALISIS TERMODINAMICO DE LAS REACCIONES DISCONTINUAS Y CONTINUAS EN LAS ASOCIACIONES MAFICAS.

4.6.1 Introducción: Espacios de reacción y revisión de los datos termodinámicas de los anfíboles.

Una vez discutidas las relaciones reaccionales entre las distintas asociaciones establecidas y la influencia de la composición química, pasamos a efectuar un análisis termodinámico de la transición anfibolita-eclogita, y de las reacciones continuas que se pueden establecer entre los componentes de las fases minerales que coexisten.

Las reacciones discontinuas, que implican la aparición o desaparición de una o varias fases minerales en una asociación mineral dada, están controladas por las condiciones de equilibrio correspondientes a las relaciones estequiométricas calculadas con los

balances de masas efectuados entre las asociaciones consideradas, si no son metaestables.

De todas estas relaciones estequiométricas, se puede obtener un conjunto algebraicamente independiente suficiente para calcular las condiciones de estabilidad de todas las reacciones posibles, si se disponen de datos termodinámicos y modelos de solución sólida adecuados para cada una de las fases minerales implicadas (Thompson y Thompson, 1976).

A diferencia de las reacciones continuas, las reacciones discontinuas pueden ser consideradas como un balance de material, donde si alguna de las fases minerales es de composición variable, el valor considerado es la cantidad de fase mineral misma en vez de sus componentes de fase (Thompson y Thompson, 1976).

Las reacciones continuas suponen variaciones continuas en la composición y en la abundancia de cada una de las fases minerales que constituyen la asociación., sin que se llegue a la desaparición de alguna de éstas. En este caso, los valores considerados en las ecuaciones estequiométricas son las cantidades de cada uno de los componentes que definen cada una de las fases minerales implicadas.

Las reacciones continuas pueden ser de dos tipos (Thompson y Thompson, 1976):

- 1.- de intercambio, que implican tan solo componentes de intercambio;
- 2.- y de transferencia en las que intervienen al menos dos componentes aditivos.

Como en el caso de las reacciones discontinuas, tan solo es necesario un subconjunto linealmente independiente de reacciones

para definir cualquier reacción posible en el espacio reaccional que genera dicho conjuento.

El número de reacciones linealmente independientes, n_r , viene dado por la siguiente expresión (Thompson, 1982b):

$$n_r = n_{cf} - n_{cs} \quad (9)$$

donde n_{cs} es mínimo número de componentes del sistema necesarios para especificar la composición de todos los componentes, aditivos y de intercambio, de las fases minerales del sistema, y n_{cf} es total de estos componentes.

Como se indicó en la sección anterior, uno de los conjuntos de reacciones linealmente independientes se puede obtener por el método de reducción de Gauss-Jordan, cuando se utilizan los componentes de fase en vez de la composición real de las fases minerales.

Con esta técnica algebraica, también se puede obtener una base del espacio composicional. Así, para un sistema con n_{cf} componentes de fase y n_{cp} componentes de sistema, no necesariamente independientes (componentes prácticos en el sentido de Thompson, 1982b), el sistema de ecuaciones lineales que relaciona estos n_{cf} componentes de fase con los n_{cs} componentes del sistema viene dado por la siguiente expresión:

$$\begin{aligned} a_{11} C_1 + a_{12} C_2 + \dots + a_{1n_{cp}} C_{n_{cp}} &= b_1 \\ a_{21} C_1 + a_{22} C_2 + \dots + a_{2n_{cp}} C_{n_{cp}} &= b_2 \\ &\vdots \\ a_{n_{cf}1} C_1 + a_{n_{cf}2} C_2 + \dots + a_{n_{cf}n_{cp}} C_{n_{cp}} &= b_{n_{cf}} \end{aligned}$$

doende los a_{ij} son los coeficientes estequiométricos del i -ésimo componenete de fase, b_i , y el j -ésimo componente práctico, y su matriz aumentada $(A|b)$ por:

$$\left| \begin{array}{cccc|c} a_{1.1} & a_{1.2} \dots \dots \dots a_1 & & & b_1 \\ a_{2.1} & a_{2.2} \dots \dots \dots a_2 & & & b_2 \\ & & \cdot & & \\ & & \cdot & & \\ & & \cdot & & \\ a_{ncf.1} & a_{ncf.2} \dots \dots \dots a_{ncf.ncp} & & & b_{ncf} \end{array} \right|$$

Para el caso en el que $ncp < ncf$, el sistema de ecuaciones está sobredeterminado, y al aplicar la reducción sobre la matriz A , se obtiene una nueva matriz aumentada $(A'|b')$, en la que A' posee nr filas nulas, y, por lo tanto, $ncf-nr$ filas, que según 10 es la dimensión del espacio composicional. Los elementos distintos de cero de cada una de estas ncs fiilas considerados conjuntamente constituyen cada uno de los componentes independientes del sistema composicional, y los elementos de la matriz columna B' correspondientes a las filas con elementos nulos constituyen una base del espacio reaccional (Thompson, 1982b).

En cuanto a las consideraciones de tipo termodinámico, las relaciones de equilibrio de un sistema heterogéneo dado, están determinadas por cualesquiera de los conjuntos algebraicamente independientes de reacciones que se puedan establecer. Así, para cada una de estas ecuaciones estequiométricas se puede obtener una relación semejante entre los potenciales químicos de los componentes de fase (e.g. Gibbs, 1948; Thompson y Thompson, 1976, Thompson et al., 1982; Spear, 1993 (página 548)). Aunque con este sistema de representación, que supone el uso de componentes aditivos y de

intercambio, hay que indicar que el potencial químico de los componentes de intercambio, μ_{ex} , es la diferencia entre los potenciales de los componentes químicos estándar o múltiplos de estas diferencias (Thompson, 1982a), e.g. $\mu_{KAlSi_3O_8} - \mu_{NaAlSi_3O_8} = \mu_{KNa-1}$; $\mu_{Ca_2Mg_3Al_4Si_6O_{22}(OH)_2} - \mu_{Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2} = 2 \mu_{Al_2Mg-1Si-1}$.

Por lo tanto, estas reacciones expresadas en términos de componentes aditivos y de intercambio, pueden ser utilizadas para establecer equilibrios químicos para calcular las condiciones de formación de las asociaciones heterogéneas. De esta forma, las reacciones algebraicamente independientes constituyen la base de la termobarometría. Así, las reacciones se pueden considerar de tal forma que sean sensibles a la temperatura, a la presión o al potencial químico de cualquier otro parámetro intensivo de interés.

Las reacciones de intercambio presentan poca dependencia de la presión, ya que aunque las variaciones de volumen en cada una de las fases minerales implicadas pueden ser importantes, en la mayoría de los casos, la variación total es poco significativa, por lo que estas reacciones pueden ser buenos geotermómetros.

Las reacciones de transferencia, por el contrario, pueden presentar fuertes variaciones de volumen por lo que, se pueden utilizar como geobarómetros, aunque, también suelen presentar una dependencia relativamente fuerte de la presión.

Una vez conocidas la presión y la temperatura de la asociación, se pueden estimar otros parámetros intensivos seleccionando reacciones apropiadas que dependan de estos.

En los sistemas máficos, se pueden establecer un gran número de reacciones continuas que tamponan los componentes de las fases minerales. Sin embargo, la aplicabilidad de estas reacciones para estimar las condiciones de equilibrio son muy limitadas debido a la

complejidad mineralógica y cristalocímica de los anfíboles, que hacen muy difícil interpretar las relaciones de fase tanto en sistemas naturales como experimentales (Mäder y Berman, 1992).

Las propiedades de estado ni los parámetros de mezcla de la mayor parte de los componentes finales de este complejo grupo. Esto se debe a que las reacciones de descomposición calibradas experimentalmente para los términos finales no son realmente univariantes (Graham et al., 1989), así, por ejemplo, la tremolita se descompone por medio de la siguiente reacción divariante:



De la misma forma, la glaucofana se descompone por medio de una reacción divariante que implica el desarrollo de una solución ternaria con los componentes finales glaucofana - nyböita - Mg - Katophorita. Por lo tanto, la naturaleza divariante de muchas reacciones de descomposición de términos finales de anfíboles provoca que la derivación de datos termodinámicos de calidad a partir de estas reacciones sea difícil (Graham et al., 1989).

Por otra parte, además de la dificultad para alcanzar el equilibrio químico y el pequeño tamaño de grano, que dificulta la obtención de buenos datos químicos, los anfíboles sintetizados suelen presentar estructuras muy desordenadas debido a la abundancia de defectos microestructurales; aunque en otros casos, como en las richteritas y las glaucofanas, se desarrollan con estructuras muy ordenadas. Así, el estado estructural de los anfíboles sintéticos generalmente es diferente al de los anfíboles naturales, y por lo tanto, pueden tener propiedades termoquímicas diferentes.

Por otra parte, no se conoce la entropía de la mayoría de los miembros extremos, debido tanto al desconocimiento del estado de ordenamiento, como a la falta de datos calorimétricos (Graham et al.,

1989). En algunos anfíboles, este problema puede causar una gran incertidumbre en la posición de las curvas de reacciones calculadas (e.g. se han observado variaciones de cientos de grados en las curvas de deshidratación de la pargasita debido a la falta de datos sobre el estado de ordenamiento del AIV en las posiciones T1 y T2, y el AIV en las posiciones M1, M2 y M3).

Otra contribución a la incertidumbre en la entropía configuracional es el ordenamiento del Na en posiciones A. Docka et al., (1987) indican que un incremento en el componente tschermakítico en el sistema edenita-pargasita provoca un aumento del ordenamiento del Na en las distintas posiciones A, con lo que se produce una disminución de la entropía configuracional del componente edenítico.

Además de estos problemas termoquímicos, existen otras limitaciones. Dado que los anfíboles son soluciones complejas con posiciones cristalográficas en las que los cationes pueden mezclarse de forma independiente, se requieren terminos energéticos adicionales para describir sus las propiedades de mezcla, i.e. términos de energía libre recíproca (Wood y Nicholls, 1978). Por lo que se incrementan el número parámetros necesarios para describir de forma correcta las propiedades de mezcla.

Como consecuencia de esta complejidad, se complica mucho la computación de equilibrios químicos. Así, con el programa VERTEX (Connolly, 1990), para obtener una representación completa, que no dependa de los componentes de fase independientes empleados, se necesitan 6 componentes para el sistema NCMASH y 12 para el NCMF(2)ASH

Por lo tanto, en en las próximas se secciones se analizarán con especial interés las subasociaciones sin anfíbol, para establecer reacciones que puedan ser útiles en termobarometría.

En esta sección, las fases minerales se indicarán con letra mayúscula, utilizando los símbolos de la tabla 2.1, y los componentes de fase en cursiva.

El número de componentes necesarios para describir el espacio composicional de una fase mineral dada, depende de la variabilidad química de la fase en cuestión (así, por ejemplo, el contenido en Fe^{+3} de los granates de este estudio son despreciables, por lo que no será necesario considerar el componente de intercambio *fa* ($\text{Fe}^{+3}\text{-}_1\text{Al}_1$)).

De esta forma en las asociaciones estudiadas, la paragonita y la albita se pueden considerar como fases puras, y estarían representadas por los componentes aditivos *pg* ($\text{NaAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}\text{OH}_2$) y *ab* ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), respectivamente. Los componentes de fase de los anfíbol se han definido en la sección 4.4.1. El granate se puede describir utilizando *py* ($\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$) como componente aditivo, y los componente de intercambio *cm* ($\text{Mg}_{-1}\text{Ca}_1$) y *fm*; la epidota con el componente aditivo *cz* ($\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}\text{OH}$) y el componente de intercambio *fa*; y la onfacita con *di* ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$) y los componentes de intercambio *fa*, *fm*, *cm*, *ts* y *jd* (= *gl*)

4.6.2 Análisis de las relaciones reaccionales entre las asociaciones con onfacita y las asociaciones con albita + paragonita: transición eclogita-anfibolita.

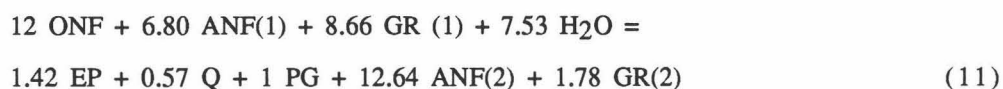
La reacción (B), calculada anteriormente, que implicaba la formación de anfíbol paragasítico, y la desaparición de onfacita y granate, es, probablemente, mentaestable, debido a que, según los trabajos experimentales en sistemas máficos (e.g. Poli, 1993), el clinopiroxeno se descompone, a baja presión, por medio de reacciones del tipo:



que se sitúan 3 ó 4 Kb por encima de las de desaparición del granate.

Por lo tanto, aunque la posición exacta de estas reacciones dependen de la composición del sistema, parece poco probable que la reacción (B) represente un equilibrio estable.

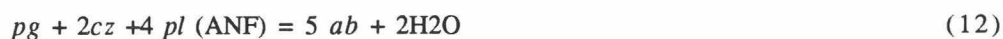
Por otra parte, la reacción R1 de la tabla 4.3 (normalizada a 1 mol de paragonita):



tiene más posibilidades de representar un equilibrio estable, ya que es compatible con las redes establecidas, aunque presenta algunas diferencias con la reacción (10), entre las que destaca la ausencia de plagioclasa en el miembro derecho de la reacción. Esto se puede deber a diferentes motivo:

1.- Como hemos indicado, la razón Al/Al+Si ejerce un control importante sobre la abundancia de paragonita en relación a albita. Así la reacción (10) sería más probable en sistemas con razones Al/Al+Si bajas, mientras que en sistemas más ricos en alúmina podría darse la reacción (11). Sin embargo, los productos sintéticos empleados (LT en Poli (1993)) poseen valores Al/Al+Si semejantes a los de los esquistos máficos de este estudio.

2.- La descomposición de la paragonita en estos sistemas, que se puede modelizar por medio de la siguiente reacción (Poli, 1993):



se produce a unas condiciones P-T próximas a la desaparición del piroxeno. Por lo tanto, la reacción (11) se podía haber producido en una estrecha banda P-T, en la que la paragonita sería estable en relación a la albita. Así la pendiente de la reacción (12) es más alta que la de (10), por lo que las reacciones 10 y (12) se cortan a temperaturas en torno a 550 °C.

Si consideramos la transición eclogita-anfibolita como un proceso continuo, la reacción (11) se puede expresar en el sistema simple NCMASH por una combinación lineal de las siguientes reacciones de transferencia:

$$0 = -2/3 \text{ cm} + 1/5 \text{ cz} + 1/5 \text{ di} + 1/3 \text{ gl} - 1/4 \text{ pg} - 1/3 \text{ py} - 1/4 \text{ q} + 1/6 \text{ tr} + 1/3 \text{ ts} \quad (13)$$

$$0 = 1/3 \text{ cm} + 1/6 \text{ cz} - 2/3 \text{ di} + 1/3 \text{ gl} - 1/3 \text{ pg} - 1/3 \text{ q} + \text{tr} \quad (14)$$

$$0 = 1/6 \text{ cm} - 1/8 \text{ cz} + 1/2 \text{ di} - 1/4 \text{ ed} + 1/5 \text{ pg} + 1/8 \text{ py} - 3/4 \text{ q} - 1/7 \text{ tr} - 1/7 \text{ ts} \quad (15)$$

$$0 = - \text{cm} - \text{py} - 9/10 \text{ cz} - 3/4 \text{ q} + 5/4 \text{ tr} + 7/4 \text{ ts} + \text{gl} + 14/3 \text{ di} \quad (16)$$

más la reacción con una fase acuosa en exceso:

$$0 = 1/6 \text{ cm} - 1/3 \text{ cz} - 1/3 \text{ H}_2\text{O} - 1/2 \text{ gl} + 1/2 \text{ pg} - 1/2 \text{ q} \quad (17)$$

y las reacciones de intercambio:

$$0 = \text{gl(ANF)} - \text{gl(CPX)} \quad (18)$$

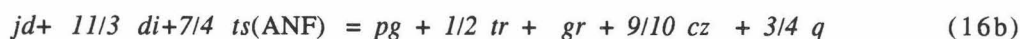
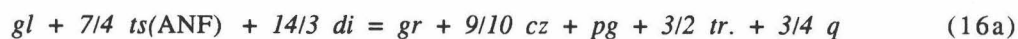
$$0 = \text{cm(GR)} - \text{cm(CPX)} \quad (19)$$

$$0 = \text{ts(ANF)} - \text{ts(CPX)} \quad (20)$$

La reacción (16) explica de forma satisfactoria:

- 1- la formación de paragonita;
- 2- el enriquecimiento en grosularia del granate;
- 3- la disminución del contenido en glaucofana del anfíbol,
- 4.- la descomposición del clinopiroxeno onfacítico;

como se puede observar en las siguientes reacciones obtenidas a partir de ésta utilizando componentes aditivos:



El balance de masas (A), en el que el granate no interviene, supone, esencialmente la desestabilización de la paragonita para producir albita, además de la formación de titanita que se comentará en la próxima sección. De acuerdo con los datos experimentales indicados anteriormente, es probable, que esta reacción sea un equilibrio estable. Si esto es así, en la subsaciación Ab - Pg - Gr - Bar - Ep - Q - H₂O, se puede establecer en el sistema NCMASH, un espacio reaccional de 5 dimensiones, que se puede generar a partir de la siguiente conjunto de reacciones linealmente independientes, constituido por las siguientes reacciones de transferencia:

$$0 = 1/4 cm + 1/8 cz + 1/10 ed - 1/10 gl + 1/4 pg + 1/3 py - 1/3 q - 1/3 tr - 3/4 ts \quad (21)$$

$$0 = 1/2 ab - 1/4 cm - 1/2 gl - 1/7 py - 2/3 q + 1/5 ts \quad (22)$$

$$0 = 2/3 cm - 1/2 cz - 1/3 gl + 1/4 pg + 1/5 py + 1/7 q + 1/3 ts \quad (23)$$

$$0 = -1/7 ab + 1/3 cm - 1/4 ed + 1/2 gl - 1/6 pg - 2/3 q + 1/5 tr + 1/4 ts \quad (24)$$

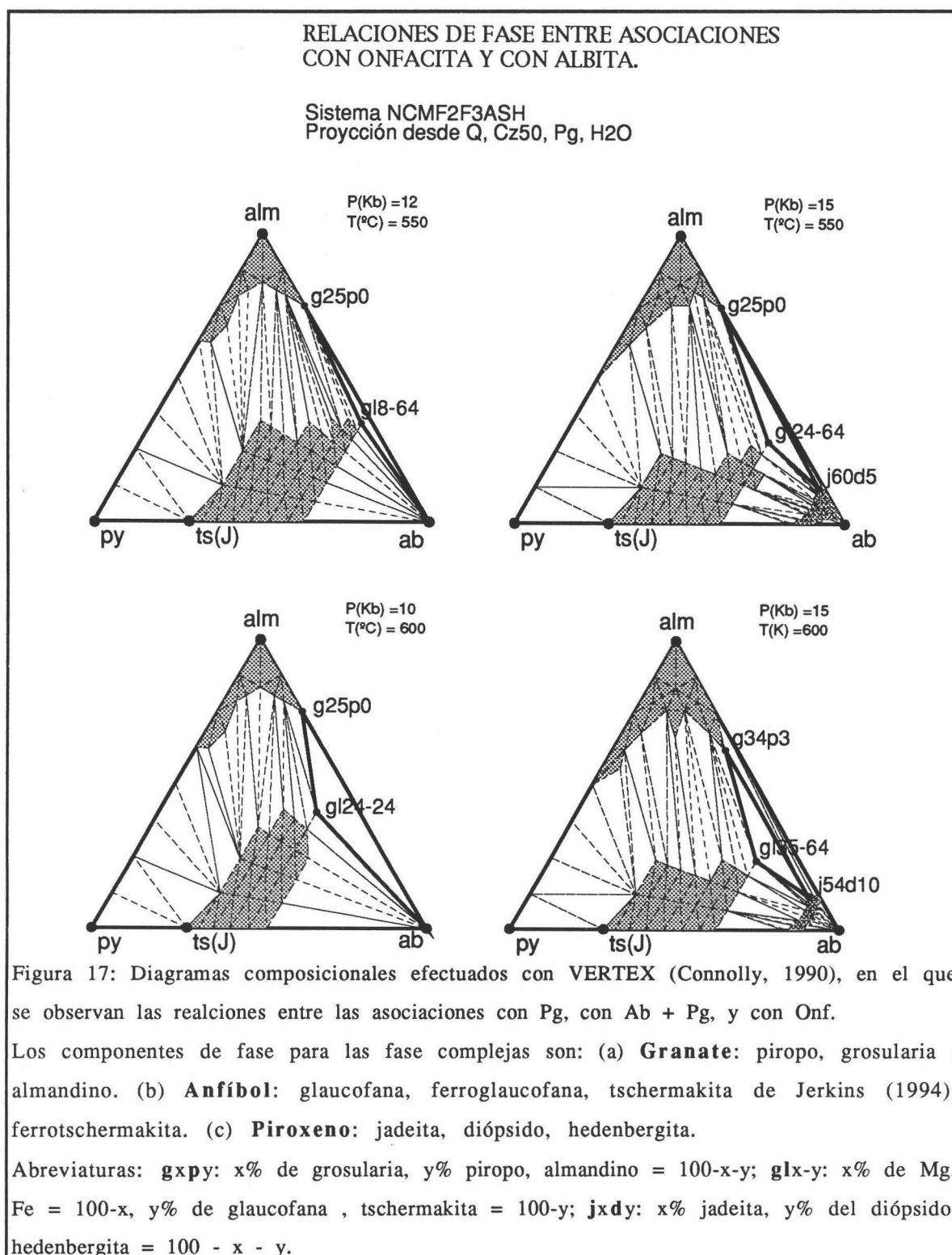
más la reacción con una fase acuosa en exceso:

$$0 = 2/3 ab - 1/4 cm + 1/9 cz - 1/2 gl - 1/4 pg + 1/8 py - \\ 1/6 q - 1/5 tr + 1/2 H_2O \quad (25)$$

En la figura 17, se presenta unos diagramas composicionales calculados con VERTEX, en el sistema NCMF(2)F(3)ASH, proyectados desde Q, CZ50 y PG. Estos diagramas, a pesar de las simplificaciones introducidas (indicadas en el pie de la figura), reproducen algunas de las relaciones químicas y mineralógicas indicadas a lo largo de este capítulo, por lo que, aunque no se pueden utilizar para efectuar un análisis cuantitativo, aportan información sobre la topología de los sistemas máficos.

Las características más interesantes que presentan estos diagramas, compatibles con las relaciones observadas en las asociaciones, son:

- 1.- El contenido en *gl* es más elevado para sistemas ricos en Fe.
- 2.- Fe⁺² se concentra preferencialmente en el granate
- 3.- ANF y ONF presentan un $K_d^{Fe/Mg}$ en torno a 1.
- 3.- El campo de las asociaciones AB - PG - ANF - GR se amplía al disminuir la presión, debido a la disminución en *gl* y al aumento en Mg del anfíbol
- 4.- La composición del granate de las asociaciones con AB no varía de composición con los cambios de P y T



5.- Los sistemas más ricos en alúmina (i.e. las composiciones más alejadas del vértice en el que se proyecta la albita, que debido a las proyecciones efectuadas, tiene como coordenada $Al_2O_3 = -1,25$), salvo los que presentan valores muy altos en Fe/Mg, no desarrollan la asociación con onfacita ni con albita debido a que se interponen el campo del anfíbol entre estas fases minerales y la proyección de la composición del sistema.

4.6.3 Reacciones continuas en las asociaciones con rutilo y titanita.

La subasociación AB - PG - GR - EP - RU - TNT - Q - H₂O, tiene un gran interés ya que las reacciones continuas que se pueden establecer entre ellas son aplicables en geotermobarometría, debido a que no interviene el anfíbol.

En esta subasociación, el granate es la única fase con Mg, por lo que el contenido en piropero no está tamponado por ninguna reacción dentro de la subasociación, y se puede descontar en el cálculo de las reacciones independientes. Así, esta asociación es divariante en el sistema NCF(2)F(3)ASTH, por lo que para un contenido en piropero dado, si se fijan dos parámetros intensivos (e.g. el contenido de almandino en el granate, y el contenido en clinozoisita en la epidota), se pueden fijar el resto de los parámetros, si se encuentran reacciones sensibles a estos.

Las reacciones de interés termobarométrico se pueden establecer en el sistema NCASTH. En este sistema, un conjunto de reacciones linealmente independientes son (expresadas como componentes extremos convencionales, ya que en este sistema las fases son puras):

Component saturation hierarchy: SiO_2 TiO_2
 Reaction equations are written such that the high T(K)
 assemblage is on the right of the = sign

$$Y(\text{CO}_2) = 0.$$

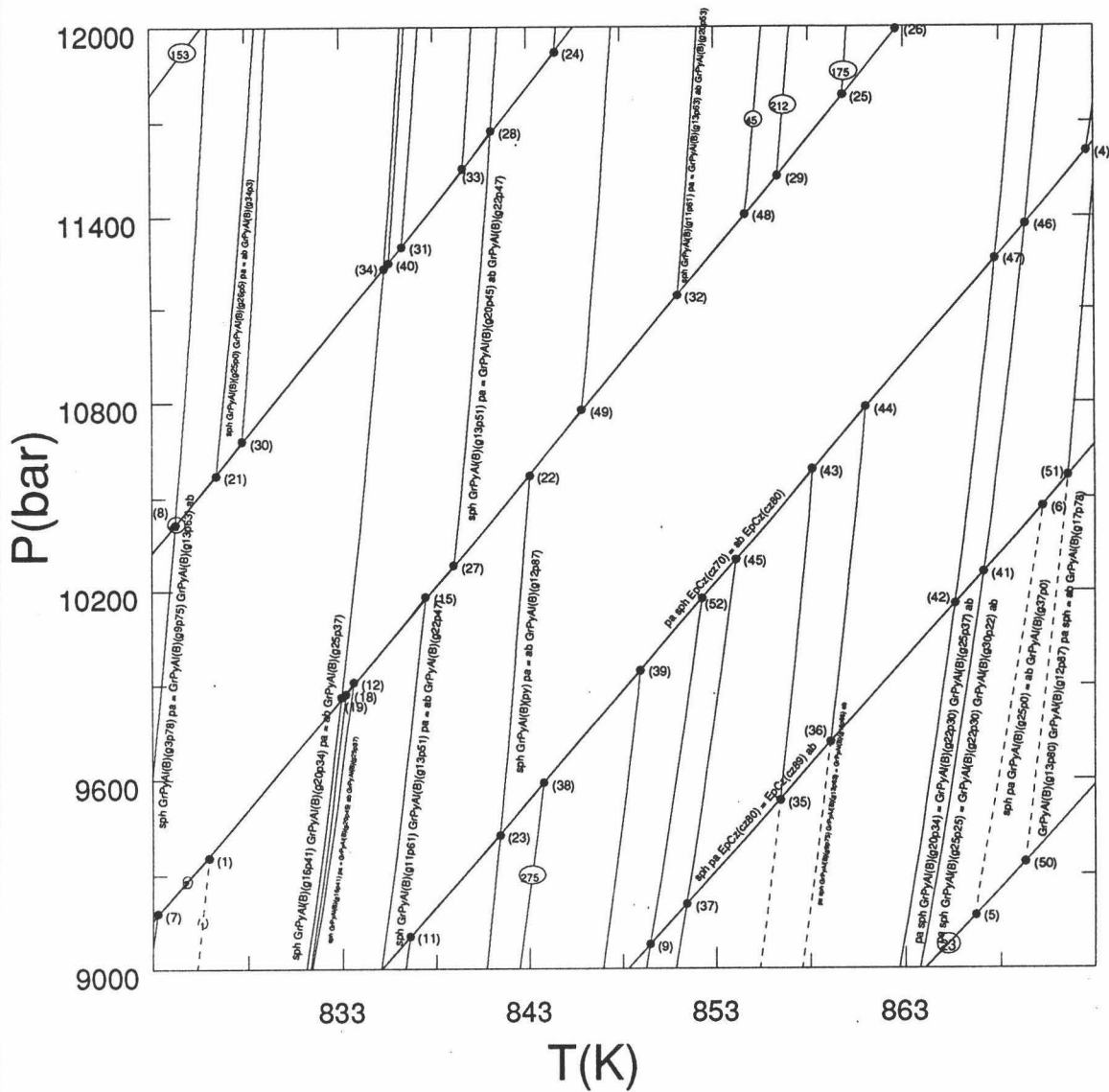
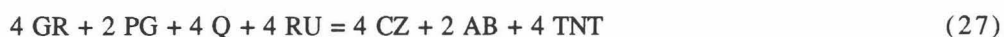


Figura 18: Diagrama de Schreinemakers para la asociación GR-AB-PG-EP-Q-RU-TNT. Símbolos equivalentes a los de la figura 17.



En la figura 18, se presenta un diagrama de Schreinemakers calculado con VERTEX para el sistema NCMF(2)F(3)ASTH, proyectado desde Q, Ru, considerando H₂O en exceso. En este diagrama se observa que la reacción (26) presenta una dependencia de la presión más fuerte que la reacción (27), por lo tanto, consideración conjunta de estas reacciones permite establecer las condiciones P-T. En esta figura se observa que, para las composiciones observadas en las asociaciones con Ab-Ru-Tnt-Gr-Ep, estas se habrían generado a P en torno a 11Kb y 550° C. En la próxima sección se utilizará la reacción (27) para calcular la presión utilizando FRENLY (Connolly, 1990), que permite una mayor precisión.

4.7. ESTIMACIONES TERMOBAROMÉTRICAS Y EVOLUCION GEODINAMICA.

4.7.1 Introducción.

A pesar de las limitaciones indicadas anteriormente, se pueden restringir las condiciones de formación, empleando las reacciones establecidas experimentalmente en sistemas máficos simples (e.g. Apter y Liou, 1983; Moody et al., 1983; Poli, 1993), y las redes petrogenéticas calculadas (e.g. Evans, 1990; Guiraud et al., 1990) utilizando las bases de datos termodinámicas internamente consistentes (e.g. Berman, 1988; Holland y Powell, 1990) y los programas de cálculos termodinámicos existentes (Brown et al., 1989; Connolly, 1990; Holland y Powell, 1990) .

Además, se pueden obtener estimaciones más precisas de P y T, **geotermómetros**, como:

a.- *Granate - Clinopiroxeno* (e.g. Ellis y Green, 1979; Krogh, 1988),

b.- *Granate - Anfíbol* (Graham y Powell, 1984);

c.- *Edenita - Cuarzo - Tremolita - Albita* (Holland y Blundy, 1994),

d.- *Edenita - Albita - Richterita - Anortita* (Holland y Blundy, 1994);

e.- *Fengita - Granate* (e.g. Green y Hellman, 1981),

y **geobarómetros** como:

f.- contenido de *Jd en Clinopiroxeno* (e.g. Holland, 1980, 1983);

g.- *Granate - Hornblenda - Plagioclasa - Cuarzo* (Kohn y Spear, 1989, 1990).

Sin embargo algunas de estas reacciones calibradas no se pueden emplear en las rocas estudiadas ya que no se verifican las condiciones recomendadas por los autores para su aplicabilidad. Así el termómetro *Edenita - Albita - Richterita - Anortita*, y el barómetro *Granate - Hornblenda - Plagioclasa - Cuarzo*, no son aplicables debido a que el feldespato presenta contenidos en anortita muy bajos, y el termómetro *Granate - Anfíbol* porque el anfíbol presenta contenidos muy altos en Fe^{+3} , y la reacción fue calibrada para condiciones de grado más alto que el desarrollado durante la blastesis de las asociaciones máficas.

Por último, también se puede efectuar una estimación de las condiciones P-T calibrando con las bases de datos termodinámicos existentes, aquellas reacciones continuas establecidas en subasociaciones con anfíbol ausente (como hemos discutido en la sección anterior).

4.7.2 Condiciones de metamorfismo.

El desarrollo de asociaciones con anfíbol de tipo glaucofánico o barroisítico y micas paragoníticas o celadoníticas es indicativo de terrenos de altas presiones relativas (e.g. Ernst, 1972; Dobretsov et al., 1975; Liou et al., 1975; Black, 1977; Ernst, 1979; Poli, 1991; Brothers y Yokoyama, 1982; Laird y Albee, 1982a y b; Robinson et al., 1982; Trzcienksy et al., 1984; Sorensen, 1986; Yokoyama et al., 1986; Guidotti, 1987; Otsuki y Banno, 1990; Nakamura y Enami, 1994).

El intervalo de condiciones P-T (Figura 4.19) compatible con las asociaciones desarrolladas viene delimitado:

1.- a *alta temperatura* por el sólido hidratado de los sistemas máficos (Lambert y Wyllie, 1972; Poli, 1993), y en asociaciones con glaucofana por la curva de desestabilización de la asociación Gl + Q (Koons, 1982; Liou et al., 1982) que se desplaza hacia temperaturas más altas al considerar el Fe^{+3} en el sistema (Koons, 1982);

2.- a *baja temperatura* por la curva de desestabilización de la clorita (Poli, 1993);

3.- a *baja presión*, en esquistos máficos sin onfacita y sin granate por la coexistencia de Q + Ep (Apted y Liou, 1983); en asociaciones con granate por la curva de aparición de granate en sistemas máficos (Poli, 1993), aunque la posición de esta curva

es muy sensible a la razón $Mg/Mg+Fe$ del sistema (Green y Ringwood, 1967; Ridley, 1984); y en asociaciones con onfacita por el contenido de Jd en clinopiroxeno (Holland, 1983);

4.- y a *alta presión*, en asociaciones con albita por inestabilidad de la albita frente a $Jd + Q$ (Holland, 1979); en asociaciones con paragonita y epidota por la coexistencia de estas fases frente a $Law + Onf$ (Holland, 1979), y la curva de estabilidad de la paragonita (Holland, 1979).

En las asociaciones eclogíticas, el termómetro granate - piroxeno de Krongh (1988), que según Carswell y Harley (1990) es el más correcto en eclogitas de temperaturas bajas e intermedias según da temperaturas comprendidas entre 550 y 589 °C (a 15 Kb) para los bordes de grano, y entre 433 y 496 °C para la onfacita incluida en granate; mientras que el de Ellis y Green (1979) temperaturas 50 °C más altas.

En asociaciones con albita, el termómetro edenita - cuarzo - tremolita - albita de Holland y Blundy (1994) da temperaturas, comprendidas entre 550 y 600 °C , (a 10 Kb) para el anfíbol barroisítico, y entre 560 y 630 °C (a 7Kb) para los anfíboles pargasíticos, que son muy parecidas a las obtenidas con el termómetro granate - fengita de Green y Hellman (1982) (entre 558 y 594 °C a 8 Kb, asumiendo todo el Fe en estado ferroso), a pesar de la gran incertidumbre que hay la estimación de la razón Fe^{+3}/Fe^{+2} en la moscovita fengítica.

El termómetro granate - anfíbol de Graham y Powell (1984), da temperaturas más bajas (aproximadamente 100° C más bajas). Estas temperatura son demasiado bajas, dado la inestabilidad de la clorita en sistemas máficos; así que, se han preferido las obtenidas con el termómetro de Holland y Blundy (1994).

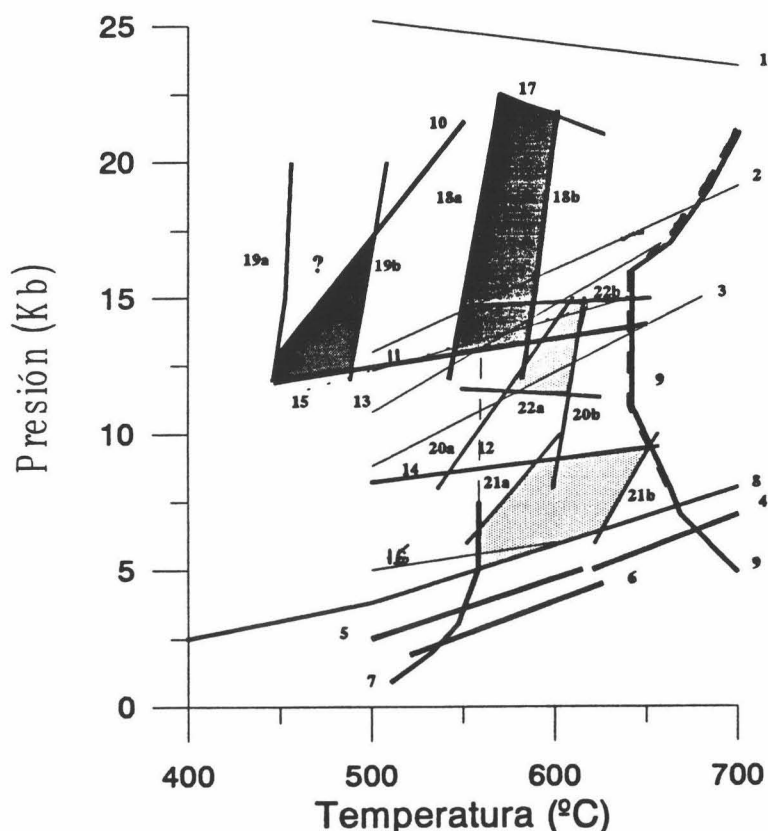


Figura 4.19: Diagrama P-T con la posición de las reacciones más importantes, que restringen las condiciones del metamorfismo, y los campos P-T de las asociaciones máficas. Reacciones: (1) $Q = Coe$ (Bohlen y Boettcher, 1982); (2) $Ab = Jd + Q$ (Holland, 1983); (3) $Gl + Q = Ab + Tal$ (Koons, 1982); (4) descomposición de la epidota (NNO) (Apted y Liou, 1983); (5) $Ep + Q = An + Gr + Mt + H_2O$ (QFM); (6) estabilidad de $Ep + Q$ (NNO) (Apted y Liou, 1983); (7) estabilidad de clorita (QFM); (8) estabilidad de Ky (Holdaway, 1971); (9) solidus de basaltos hidratados (Lambert y Wyllie, 1972); (10) $Law + Onf = Pg + Q + Ep + H_2O$ calculada con VERTEX para $a(jd) = 0.4$ y $a(cz) = 0.5$, utilizando los datos termodinámicos de Schmidt y Poli (1994); (11) reacción $Ab = Jd + Q$ para $a(Jd) = 0.4$; estabilidad de la clorita (Poli, 1993); (13) límite inferior de estabilidad de la paragonita (Poli, 1993); (14) límite inferior de estabilidad del granate (Poli, 1993); (15) límite inferior de estabilidad del clinopiroxeno (Poli, 1993); (16) estabilidad de la barroisita (Ersnt, 1979); (17) $Pg = Ky + Jd + H_2O$ para $a(Jd)=0.4$; 18a,b y 19a,b intervalos de temperatura en eclogitas utilizando el termómetro de Krogh (1988) para granate borde-onfacita matriz y granate centro-onfacita incluida en granate, respectivamente; 20a,b y 21a,b intervalos de tempetura para las asociaciones con anffbol barroisítico y pargasítico, respectivamente empleando el geotermómetro de Holland y Blundy (1994); 22a, b intervalo de presión para las asociaciones con $Ab + Pg + Gr + Bar + Tnt + Ru$, calculada con la reacción (27), como se indica en el texto.

La presión para la reacción (27), discutida en la sección anterior, calculada con FRENLY (Connolly, 1990), utilizando la base de datos actualizada hasta 1994 de Holland y Powell (1991), con el modelo de actividad de la grosularia de Ganguly y Saxena (1984), y asumiendo un modelo ideal para la clinozoisita, está comprendida entre de 11 y 14 Kb (a 550 °C) para las composiciones del borde y del centro, respectivamente. Esta estimación barométrica es compatible con la estabilidad de la albita y del granate en sistemas máficos (Figura 4.19).

4.7.3 Trayectoria P-T y evolución geodinámica

A partir de las estimaciones termobarométrica y de las restricciones impuestas por las reacciones calibradas experimentalmente, se puede reconstruir la trayectoria P-T (Figura 4.20) de los esquistos máficos estudiados. En esta trayectoria se registran cuatro etapas metamórficas:

- 1.- Una fase metamórfica en *facies de eclogitas* (ETAPA I en la figura 4.20), puesta de manifiesto en los esquistos máficos con onfacita, generada en unas condiciones P-T comprendidas entre 12 y 20 Kb y 550 y 590°C. Los núcleos de los granates de estas asociaciones sugieren una etapa precoz en facies de eclogitas a temperaturas algo más bajas, pero es difícil establecer con exactitud las condiciones P-T, dado su carácter relicto.
- 2.- Una fase transicional en *facies de anfibolitas de albita - epidota, (con granate)* (ETAPA II en la figura 4.20), registrada en los esquistos máficos con anfiból sodo-cálcio sin onfacita coexistente desarrollada a 550-600 °C y 11-14 Kb. Esta etapa representaría una fase de blastesis transicional entre en la

etapa de eclogitas y la etapa de anfiboitas de albita-epidota *sensu strito*.

3.- Una fase en *facies de anfibolitas de albita-epidota s.s* (ETAPA III en la figura 4.20), registrada en los esquistos máficos con anfíbol pargasítico, desarrollada a temperaturas entre 560 y 630 °C, y presiones inferiores a 8 - 9 Kb (dado el carácter reaccional del granate), y superiores a 5-6 Kb (debido a la estabilidad de Ky en sistemas pelíticos).

4.- Una etapa en *facies de esquistos verdes* (ETAPA IV en la figura 4.20), que estaría representada, en las rocas estudiadas por la blastesis retrógrada de clorita, y supondría un descenso en la temperatura hasta valores inferiores a 560 °C.

Estas etapas sugieren una trayectoria P-T (Figura 4.20), caracterizada por una fuerte descompresión aproximadamente isotérmica (dentro de los límites de incertidumbre de los termómetros empleados) desde aproximadamente 12 - 20 Kb hasta presiones inferiores a 7 Kb (T= 597 - 622 °C) y un descenso de la temperatura a baja presión.

Esta trayectoria es muy parecida a la establecida por Gómez-Pugnaire y Fernández-Soler (1987), en sistemas máficos, que presenta una mayor variación de temperatura entre la etapa de alta presión y la de presiones intermedias debido a que estiman temperaturas algo más bajas que las calculadas en este trabajo para el evento en facies de eclogitas. La etapa de alta presión es compatible con las estimaciones de Gómez-Pugnaire et al., (1994) y López-Sánchez-Vizcaíno en sistemas metaevaporíticos y carbonáticos, respectivamente.

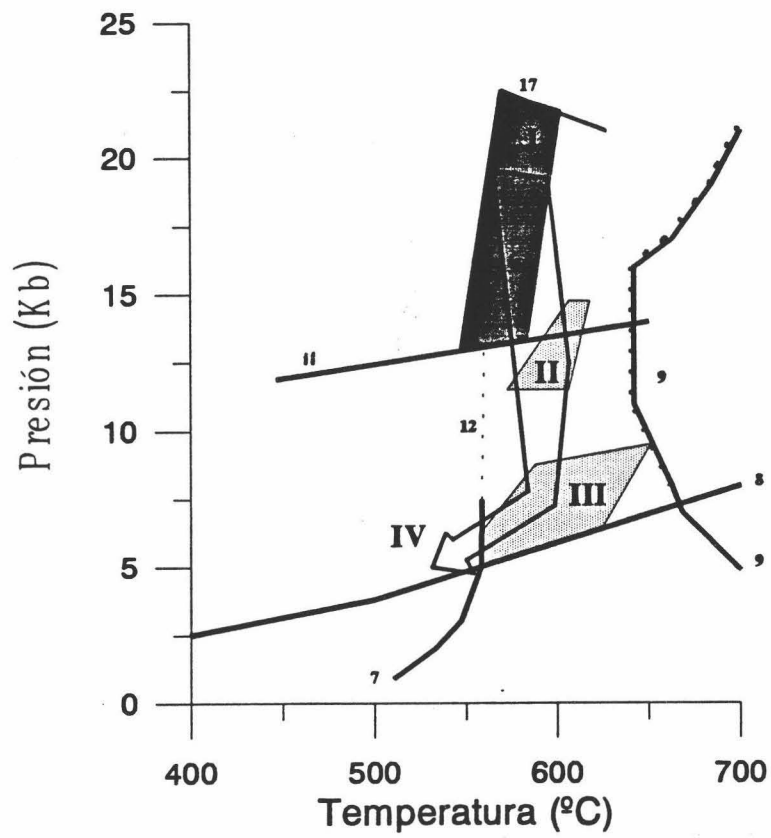


Figura 20: Etapas de blastesis y evolución P-T de los esquistos máficos. Reacciones como en la figura 19.

El establecimiento de la evolución geodinámica a partir de las trayectorias P-T (o P.-T-t) construidas a partir de las estimaciones termobarométricas es complicado, ya que la evolución depende de un gran número de parámetros (e.g. Ridley, 1989; Jaimenson y Beaumont, 1989); no obstante, a pesar de esto, parece bastante claro que al menos una porción importante de la evolución metamórfica del Complejo Nevado-Filábride se desarrolló en un régimen extensional (e.g. Platt et al., 1983; García-Dueñas et al., 1988; Platt y Vissers, 1989; Jabaloy et al., 1993); lo que no está claro es cuándo se desarrollaron las primeras estructuras penetrativas; así, Soto (1991) discute distintas posibilidades, mientras que Jabaloy et al., (1993) lo sitúan tras el evento de presiones intermedias.

La descompresión isotérmica, propuesta en este trabajo, es similar a la establecida en el Complejo Alpujárride por Balanyá et al, (1993) y Garacía-Casco et al (1993), y ha sido atribuida a un proceso extensional, por lo tanto, se puede proponer un modelo equivalente, caracterizado por una primera etapa de colisión continental en la que se generan las rocas de alta presión en facies de eclogitas (o esquistos azules de alto grado, en protolitos notablemente empobrecidos en calcio), a la que le sucede un evento en régimen extensional que origina la descompresión aproximadamente isotérmica y el enfriamiento final hasta alcanzar la facies de esquistos verdes. Esta trayectoria P-T es muy parecida a las que se han propuesto en otros terrenos orogénicos afectados por una tectónica extensional importante (e.g. Tauern Window, Alpes Orientales, (Selverstone, 1985; 1988)).

4.8. CONCLUSIONES SOBRE EL METAMORFISMO.

La composición química de los esquistos máficos es muy heterogénea y ejerce un importante control sobre la mineralogía desarrollada en las asociaciones. Así, el anfíbol alcalino se desarrolla en rocas con contenidos muy bajos en calcio. La relación del contenido modal albita/paragonita dependen de la razón $Al/Al+Si$ del sistema.

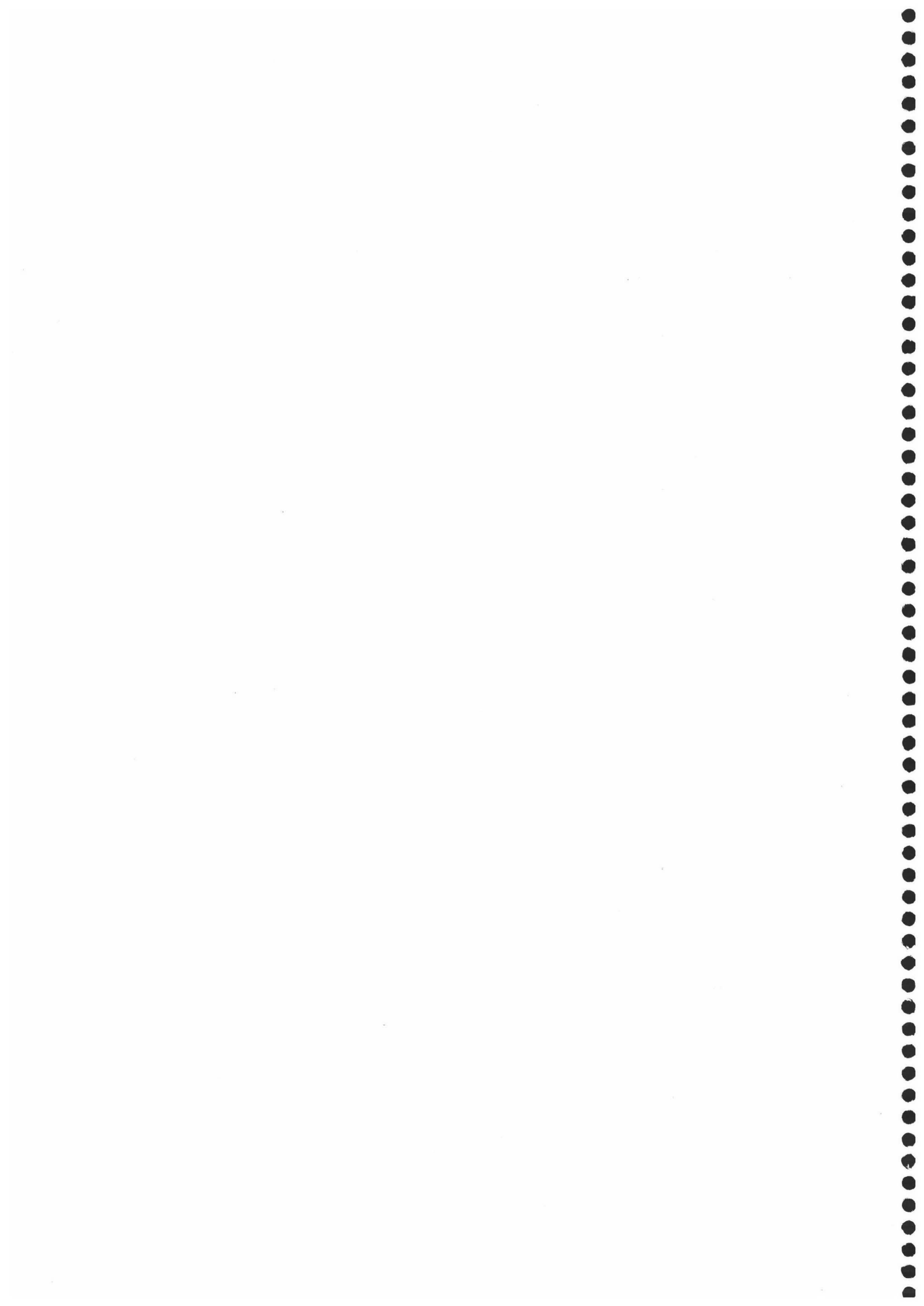
A partir de los balances de masa efectuados y las restricciones impuestas por los trabajos experimentales, y los calculos efectuados con VERTEX y FRNDLY, se concluye que:

- 1.- Tanto los anfíboles alcalinos como los sodo-cálcicos se han desarrollado en asociaciones generadas a altas presiones relativas.
- 2.- Los anfíboles cálcicos de tipo pargasítico, se generaron a presiones más bajas.
- 3.- La transición eclogita-anfibolita se puede modelizar por una reacción que supone la blastesis de epidota + paragonita + granate (pobre en piropo) + anfíbol sodo-cálcico (con contenidos más bajos en gl) a partir de la asociación eclogítica.
- 4.- Las blastesis de albita en estas asociaciones transicionales se desarrollaría, a presiones algo más bajas, pero en el campo de estabilidad del granate en sistemas máficos, a partir de reacciones en las que no intervienen el grante, y suponen el consumo de albita, y la formación de un anfíbol con contenidos más bajos en glaucofana.

Las estimaciones termobarométricas, sugieren, considerando la gran incertidumbre que llevan asociadas las reacciones calibradas en sistemas máficos, cuatro etapas de blastesis:

- 1.- Una fase en *facies de eclogitas* a 12 - 20 Kb y 550 - 590°C.
- 2.- Una fase transicional a 550-600 °C y 11-14 Kb.
- 3.- Una fase en *facies de anfibolitas de albita-epidota s.s* a presiones inferiores a 9 - 6 Kb y 560 - 630 °C.
- 4.- Una etapa en *facies de esquistos verdes* a temperaturas inferiores 560 °C.

Estas etapas ponen de manifiesto una descompresión isotérmica y un enfriamiento final que es compatibles con un proceso de adelgazamiento crustal. Por lo tanto, las rocas máficas evolucionaron tras la etapa de alta presión en un régimen extensional, dado que no se observa un calentamiento apreciable durante la descompresión.



5. CONCLUSIONES GENERALES.

Las rocas máficas del Complejo Nevado-Filábride han sufrido procesos de removilización importantes de elementos alcalinos y LREE, y de elementos considerados clásicamente como inmóviles (como Nb y P), debido, probablemente a la circulación de fluidos con aniones, como F, capaces de formar complejos estables con estos elementos. Por lo que es complicado analizar su evolución geoquímica y establecer el ambiente petrogenético. Sin embargo, el quimismo de las rocas menos transformadas, y la existencia de relictos de anfíbol kaersutítico y de pseudomorfos de xenolitos peraluminosos en rocas de Sierra Nevada y Sierra de los Filabres, ponen de manifiesto que los protolitos procedían de magmas alcalino - transicionales, con características de OIB, que intruían en una corteza continental adelgazada.

Por otra parte, también se desarrollan metabasitas con afinidades toleíticas y contenidos en elementos traza similares a los de las toleitas continentales pobres en Ti.

Las características químicas de las metabasitas estudiadas son similares a las de las rocas máficas de las Zonas Externas, por lo que se pueden considerar como un dominio equivalente metamorfizado durante la Orogenia Alpina.

Las rocas máficas presentan una intensa blastesis desarrollada, de forma sucesiva, en facies de:

- 1.- eclogitas (12 - 20 Kb y 550 - 590°C);
- 2.- anfibolitas de albita-epidota a alta presión (550-600 °C y 11-14 Kb), que puede ser considerada como una etapa transicional;
- 3.- anfibolitas de albita-epidota s.s (9-6 Kb, 560-630°C);
- 4.- esquistos verdes (a temperaturas inferiores 560 °C).

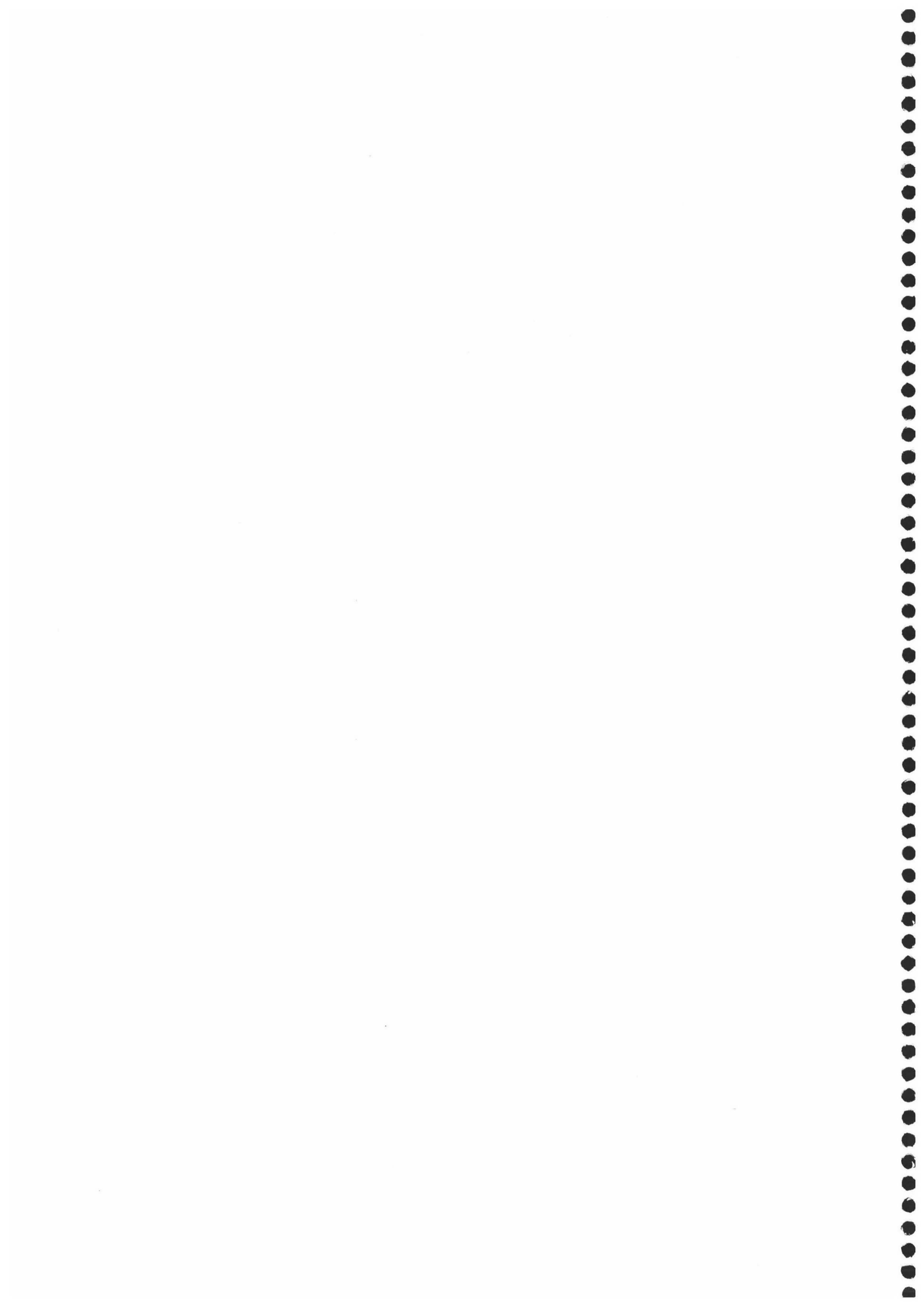
El quimismo de las fases minerales desarrolladas (fundamentalmente el anfíbol), está fuertemente controlado por la composición química del sistema. Así, los anfíboles alcalinos se desarrollan en rocas muy empobrecidas en calcio, mientras que el anfíbol barroisítico se desarrolla en protolitos de composición "normal".

Los balances de masas y los cálculos realizados con VERTEX sugieren que la transición eclogita-anfibolita, para las composiciones utilizadas, se pueden modelizar por medio de reacciones que suponen, fundamentalmente, la blastesis de paragonita, anfíbol sodo-cálcico con contenidos bajos en *gl.*, granate (pobre en *py*) y epidota, a partir de granate, anfíbol sodo-cálcico con contenidos más altos en *gl* y clinopiroxeno onfacítico. En esta asociaciones transicionales, se desarrolla albita y titanita, por medio de reacciones en las que no interviene el granate.

Las estimación de las condiciones de formación de las asociaciones máficas presentan una gran dificultad debido a la incertidumbre que existe sobre los parámetros termodinámicos y las propiedades mezcla de los anfíboles. A pesar de ello, es posible establecer unos intervalos de condiciones P-T en los que se desarrollaron, a partir de reacciones calibradas experimentalmente o

con programas de cálculo termodinámico, empleando bases de datos internamente consistentes.

La evolución metamórfica se caracteriza por una descompresión isotérmica con un enfriamiento tardío, que implica un proceso de adelgazamiento importante tras la etapa en facies eclogíticas.



6. REFERENCIAS.

- ALDAYA, F., ALVAREZ, F., GALINDO ZALDIVAR, J., GONZALEZ LODEIRO, F., JABALOY, A. y OROZCO, M. (1991): The Malaguide-Alpujárride contact (Betic Cordilleras, Spain): a brittle extensional detachment. C. R. Acad. Sci. Paris 313, 1447-1453.
- ALDAYA, F., CAMPOS, J., GARCIA DUEÑAS, V., GONZALEZ LODEIRO, F. y OROZCO, M. (1984): El contacto Alpujárrides / Nevado-Filábrides en la vertiente meridional de Sierra Nevada, implicaciones tectónicas. Evolución del Orogéno Bético y Geodinámica de las depresiones neógenas. Granada, 1984, 18-20.
- ALDAYA, F., GARCIA DUEÑAS, V. y NAVARRO VILA, F. (1979): Los Mantos Alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de correlación tectónica de los Alpujárrides. Acta Geológica Hispánica 14, 154- 166.
- ANDRIESEN, 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., FONTBOTE, J.M. y MATTAUER, M. (1971): Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. Earth Planet. Sci. Lett. 12, 191-198.

- APTED, J., y LIOU (1983): Phase relations among greenschist, epidote-amphibolite and amphibolite in a basaltic system. *Am. Jour. Sci.* 283, 328-354.
- AZAÑÓN, J.M. y GOFFE, B. (1991): New occurrence of carpholite-kyanite-cookeite assemblages in the Alpujárride Nappes, Betic Cordilleras, SE Spain. *Terra abstr.* 3, 88.
- BAILEY, S.W. (1988): Chlorites: structures and crystal chemistry. *Rev. Min.* 19, 347-403.
- BAILEY, E.H. y RAGNARSDOTTIR, K.V. (1994): Uranium and thorium solubilities in subduction zone fluids. *Earth Planet. Sci. Lett.* 124, 119-129.
- BAKKER, H.E. (1991): The structural configuration of the eastern Sierra de los Filabres, SE Spain. *Geol. Mijnbouw* 70, 287-298.
- BAKKER, H.E., DE JONG, K., HELMERS, H. 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.
- BALANYA, J.C. (1986): La deformación hercínica en el Complejo Maláguide (Cordilleras Béticas, Andalucía). *Maleo. Bol. Inf. Soc. Geol. Portugal* 2/3, 10.
- BALANYA, J.C. (1991): Estructura del Dominio de Alborán en la parte N del Arco de Gibraltar. *Te0sis Univ. Granada*, 210 pp.
- BALANYA, J.C., AZAÑÓN, J.M., SANCHEZ GOMEZ, M. y GARCIA DUEÑAS, V. (1993): Pervasive ductile extension, isothermal decompression and thinning of the Jubrique unit in the Paleogene (Alpujárride Complex, western Betics, Spain). *C. R. Acad. Sci. Paris* 316, Série II, 1595-1601.

- BALANYA, J.C., CAMPOS, J., GARCIA DUEÑAS, V., OROZCO, M. y SIMANCAS, F. (1987): Generaciones de cabalgamientos y pliegues recumbentes en los Mantos Alpujárrides entre Ronda y Almería. *Geogaceta* 2, 51-53.
- BALANYA, J.C. y GARCIA 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, 19-21.
- BALANYA, J.C. y GARCIA 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, Série II, 929-934.
- BALANYA, J.C. y GARCIA DUEÑAS, V. (1988): El Cabalgamiento Cortical de Gibraltar y la tectónica de Béticas y Rif. Simposio cinturones orogénicos, II Congr. Geol. España, 35-44.
- BALANYA, J.C. y GARCIA DUEÑAS, V. (1991): Estructuración de los Mantos Alpujárrides al W de Málaga (Béticas, Andalucía). *Geogaceta* 9, 30-33.
- BANDA, E., ANSORGE, J., BOLOIX, M., GALLART, J. y APARICIO, A. (1983): Crustal structure beneath Spain from deep seismic sounding experiments. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 31, 277-280.
- BEHRMANN, J.M. (1983): Microstructure and fabric transitions in calcite tectonites from the Sierra Alhamilla (Spain). *Geol. Rundschau* 72, 605-618.
- BEHRMANN, J.M. y PLATT, J.P. (1982): Sense of nappe emplacement from quartz c-axis fabrics: an example from the Betic Cordilleras (Spain). *Earth Planet. Sci. Lett.* 59, 208-215.
- BERMAN, R.G. (1988): Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. *J. Petrol.* 29, 445-522.

- BERTRAND, H., DOSTAL, J., Y DUPUY, C. (1982). Geochemistry of Early Mesozoic tholeiites from Morocco. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 58, 225-239.
- BLACK, P.M. (1977): Regional high-pressure metamorphism in new Caledonia: Phase equilibria in the Ouegoa district. *Tectonophysics* 43, 89-107.
- BLUMENTHAL, M. (1927): Versuch einer tektonischen Gliederung der Betschen Cordilleren von Central und Südwest Andalusien. *Eclogae Geol. Helv.* 20, 487- 592.
- BODINIER, J.L., MORTEN, L., PUGA. E. y DIAZ DE FEDERICO, A. (1987): Geochemistry of metabasites from the Nevado-Filábride Complex, Betic Cordilleras, Spain: Relics of a dismembered ophiolitic sequence. *Lithos* 20, 235-245.
- BOHLEN, S.R. BOETTCHER, A.L. (1982): The quartz-coesite transformation: a precise determination and the effects of other components. *J. Geophys. Res.* 87, 7073-7078.
- BONINI, J., LOOMIS, T.P. y ROBERTSON, J.D. (1973): Gravity anomalies, ultramafic intrusions and the tectonic of the region around the strait of Gibraltar. *J. Geophys. Res.* 78, 1372-1383.
- 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 Arcs* (Wezel F.C., Editor). Elsevier Science Publishers, Amsterdam 21, 281-304.
- BROTHERS, R.N. y YOKOYAMA, K. (1982): Comparison of the high-pressure schist belts of New Caledonia and Sanbagawa, Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.* 79, 219-229.
- BROUWER, H.A. (1926): The structure of the Sierra Nevada. *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wet.* XXIX, 878-872.

- BURGOS, J., DIAZ DE FEDERICO, A., MORTEN, L., y PUGA, E. (1980): The ultramafic rocks from the Cerro del Almirez, Sierra Nevada Complex, Betic Cordilleras, Spain: Preliminary report. Cuad. Geol. Univ. Granada 11, 157-165.
- CABANIS, B y THIEBLEMONT, D.(1988): La discrimination des tholéiites continentales et des basaltes arrière-arc: proposition d'un nouveau diagramme: le triangle Th3-Tb2-Ta. Bull. Soc. Geol. France 4, 927-936.
- CAMARA, F. y GOMEZ PUGNAIRE, M.T. (1993): New data on the highest pressure and the PT-path of the Nevado-Filábride metabasites (SE Spain). Terra abstr. 5, 400.
- CAMPOS, J., GARCIA DUEÑAS, V., GONZALEZ LODEIRO, F. y OROZCO, M. (1986): La zona de cizalla del contacto entre el grupo de Mantos de Mulhacén y Unidad del Veleta (Sierra Nevada y Sierra de los Filabres, Andaluc'a). Geogaceta 1, 15-17.
- CARMAN, J.H. y GILBERT, M.C. (1983): Experimental studies on glaucophane stability. Am. Jour. Sci. 283, 414-437.
- COMAS, M.C., GARCIA DUEÑAS, V. y JURADO, M.J. (1990): Sedimentation and structure of the Northern Alboran Basin: Extensional steps in basin evolution. Geology of the Oceans International Conference, Palermo (Italia), Abstracts 33.
- COMAS, M.C., GARCIA DUEÑAS, V. y JURADO, M.J. (1992): Neogene tectonic evolution of the Alboran Basin from MCS data. Geo-Marine Lett. 12,157-136.
- COMAS, M.C., GARCIA DUEÑAS, V., SOTO, J.I. y CAMPOS, J. (1993): An extensional basin developed on a collisional orogen: the Alborán Sea. En: Late orogenic extension in Mountain belts (Séranne M. y Malavielle J., Editores). Doc. BRGM Fr. 219, 44-45.

- CONNOLLY, J.A.D. (1990): Multivariable phase diagrams: an algorithm based on generalized thermodynamics. *Am. J. Sci.* 290, 666-718.
- CUEVAS, J., ALDAYA, F., NAVARRO VILA, F y TUBIA, J.M. (1986): Caratérisation de deux étapes de charriage principales dans les nappes alpujarrides centrales (Cordillères Bétiques, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris* 302, Série II, 1177-1180.
- CHALOUAN, A. (1986): Les nappes ghomarides (Rif septentrional, Maroc), un terrain varisque dans la chaîne alpine. Tesis Univ. Estrasburgo, 317 pp.
- DE JONG, K. (1991): Tectono-metamorphic studies and radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain)- with implications for the dynamics of extension and compression in the western Mediterranean area. Tesis Univ. Amsterdam, 204 pp.
- DE JONG, K. (1993c): Redefinition of the deformation scheme of the Mulhacén Complex and implications for the relative timing of the overthrusting of the Alpujárride Complex in the Betic Zone (SE Spain). *Geol. Mijnbouw* 71, 317-326.
- DE JONG, K., AMOURIC, M., FERAUD, G. y RUFFET, G. (1995): Excess $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ uptake by phengite after late stage illitization (Betic Zone, SE Spain): a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ single grain and HRTEM-AEM study. *Terra abstr.* 8, 349-350.
- DE JONG, K. y BAKKER, H.E. (1991): The Mulhacén and Alpujárride Complex in the Sierra de los Filabres, SE Spain: Litho-stratigraphy. *Geol. Mijnbouw* 70, 93-103.
- DE JONG, K., WIJBRANS, J.R. y FERAUD, 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 grains laser probe dating. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 110, 173-191.

- DE ROEVER, W.P. y NIJHUIS, H.J. (1964): Plurifacial Alpine metamorphism in the Eastern Betic Cordilleras (SE. Spain) with especial reference to the genesis of the glaucofane. *Geol. Rundschau* 33, 324-336.
- DIAZ DE FEDERICO, A. (1980): Estudio geol—gico del Complejo de Sierra Nevada en la transversal del Puerto de la Ragua (Cordilleras Béticas). Tesis Univ. Granada, 602 pp.
- DOBLAS, M. y OYARZUN, R. (1989): Neogene extensional collapse in the western Mediterranean (Betic-Rif Alpine orogenic belt): Implications for the genesis of the Gibraltar Arc and magmatic activity. *Geology* 17, 460-433.
- DOCKA, J.A., POST, J.E., BISH, D.L. y BURNHAM, C.W. (1987): Positional disorder of A-site cations in C2/M amphiboles: Models energy calculations and probability studies. *American Mineralogist* 72, 949-958.
- DOLLASE, W.A. (1973): Mössbauer spectra and iron distribution in the epidote-group minerals. *Z. Kristallogr.* 138 (Buerger Festband), 41-63.
- DOSTAL, J., DUPUY, C., NICOLLET, C., y CANTAGREL, J.M. (1992). Geochemistry and petrogenesis of Upper Cretaceous basaltic rocks from southern Malagasy. *Chem. Geol.*, 97, 199-218.
- DUPUY, C., y DOSTAL, J. (1984). Trace element geochemistry of some continental tholeiites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 67, 61-69.
- DURAND-DELGA, M. (1968): Coup d'oeil sur les unités malaguides des Cordillères Bétiques (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris* 266, Série II, 190-193.
- DURAND-DELGA, M. (1980): Le méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. *Mémoires Société Géologique de France* 10, 203-224.

- DURAND-DELGA, M. (1967): Le méditerranée occidental: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. *Memoires Société Géologique de France* 10, 203-224.
- EGELER, C.G. (1964): 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. Kon. Ned. Akad. Wetensch., Afd. Natuurk.* 25, 90 pp.
- 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.
- ENAMI, M., SUZUKI, K., LIOU, J.G. y BIRD, D.K. (1993): Al-Fe³⁺ and F-OH substitutions in titanite and constraints on their P-T dependence. *Eur. J. Mineral.* 5, 219-231.
- ERNST, W.G. (1979): Coexisting sodic and calcic amphibole from high-pressure metamorphic belts and stability of barroisitic amphibole. *Mineral. Magazine* 43, 269-278.
- FALLOT, P. (1948): Les Cordillères Bétiques. *Est. Geol.* 3, 83-172.
- FISHER, G.W. (1989): Matrix analysis of metamorphic mineral assemblages and reactions. *Contrib. Mineral. Petrol.* 102, 69-77.
- FISHER, G.W. (1993): An improved method for algebraic analysis of metamorphic mineral assemblages. *American Mineralogist* 78, 1257-1261.
- FLOYD, P.A. y WINCHESTER, J.A. (1975): Magama type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 27, 211-218.
-
- FODOR, R.V., KEIL, K. y BUNCH, T.E. (1975): Contribution to the mineral chemistry of Hawaiian rocks. IV. Pyroxenes in rocks from Haleakala

- and West Maui volcanoes, Maui, Hawaii. *Contrib. Mineral. Petrol.* 50, 173-195.
- FRANZ, G., GOMEZ PUGNAIRE, M.T. y MUÑOZ, M. (1988): Mise en évidence d'une nouvelle étape de métamorphisme dans les dykes basiques des zones de Lubr'n et C—bdar (Cordillères Bétiques, Nevado-Filabrides, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris* 307, Série II, 2042-2047.
- FRANZ, G. y SPEAR, F.S. (1985): Aluminous titanite (sphene) from the eclogite-zone, south-central Tauern Window, Austria. *Chem. Geol.* 50, 33-46.
- FREY, M., DE CAPITANI, C., y LIOU, J.G. (1991): A new petrogenetic grid for low-grade metabasites. *J. Metmorph. Geol.* 9, 497-509.
- GALINDO ZALDIVAR, J. (1990): Geometr'a y cinemática de las deformaciones ne—genas en Sierra Nevada (Cordilleras Béticas). Tesis Univ. Granada, 319 pp.
- GALINDO ZALDIVAR, J., GONZALEZ LODEIRO, F. y JABALOY, A. (1989): Progressive extesional shear structures in a detachment contact in the Western Sierra Nevada (Betic Cordilleras, Spain). *Geodin. Acta* 3, 73-85.
- GANGULY, J. y SAXENA, S.K. (1984): Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data, and applications to geothemo-barometry. *American Mineralogist* 69, 88-97.
- GARCIA CASCO, A. (1993): Evolución metamórfica del complejo gneísico de Torrox (Alpujárrides Occidentales). Tesis Univ. Granada, 455 pp.
- GARCIA CASCO, A., HAISSSEN, F. y TORRES ROLDAN, R.L. (1992): Termobarometr'a en metapelitas de grado medio de unidades alpujárrides de la Zona Bética occidental, Espa—a. III Congr. Geol. Espa—a, tomo I, 338-342.

GARCIA DUEÑAS, V. y BALANYA, J.C. (1986): Estructura y naturaleza del Arco de Gibraltar. *Maleo. Bol. Inf. Soc. Geol. Portugal* 2/3, 23.

GARCIA DUEÑAS, V., BALANYA, J.C. y MARTINEZ MARTINEZ, J.M. (1992): Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alborán Basin (Betics) and their tectonic implications. *Geo-Marine Lett.* 12, 88-95.

GARCIA DUEÑAS, V., BALANYA, J.C., MARTINEZ MARTINEZ, J.M., MUÑOZ, M., AZAÑON, J.M., CRESPO, A., OROZCO, M., SOTO, J.I., ALONSO, F.M. y SANCHEZ GOMEZ, M. (1993): Kinematics of the Miocene extension detachment faults and shear zones in the Betics and Rif Chains. En: *Late orogenic extension in Mountain belts* (Séranne M. y Malavielle J., Editores). *Doc. BRGM Fr.* 219, 76-77.

GARCIA DUEÑAS, V. y MARTINEZ MARTINEZ, J.M. (1988): Sobre el adelgazamiento cortical mioceno del Dominio Cortical de Alborán. El depege extensional de Filabres (Béticas orientales). *Geogaceta* 5, 53-56.

GARCIA DUEÑAS, V., MARTINEZ MARTINEZ, J.M. y NAVARRO VILA, F. (1986): La zona de falla de Torres Cartas, conjunto de fallas normales de bajo ángulo entre Nevado-Filábride y Alpujárride (Sierra Alhambilla, Béticas orientales). *Geogaceta* 1, 17-19.

GARCIA DUEÑAS, V., MARTINEZ MARTINEZ, J.M., OROZCO, M. y SOTO, J.I. (1988a): Plis-nappes, cisaillements syn-à post-metamorphiques et cisaillements ductiles-fragiles en distension dans les Nevado-Filábrides (Cordillères Bétiques, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris* 307, Série II, 1389- 1395.

GARCIA DUEÑAS, V., MARTINEZ MARTINEZ, J.M. y SOTO, J.I. (1988b): Los Nevado-Filábrides, una pila de pliegue-mantos separados por zonas de cizalla. Simposio sobre cinturones orogénicos. II Congr. Geol. Espa-a, 17-26.

- GARRIDO, C.J. (1995): Estudio geoquímico de las capas máficas del macizo ultramáfico de Ronda (Cordilleras Béticas, Españas). Tesis Univ. Granada, 257 pp.
- GERVILLA, F. (1990): Mineralizaciones magmáticas ligadas a la evolución de las rocas ultramáficas de la Serranía de Ronda (Málaga-España). Tesis Univ. Granada.
- GRAHAM, C.M., MARESCH, W.V., WELCH, M.D. y PAWLEY, A.R. (1989): Experimental studies of amphiboles: a review with thermodynamic perspectives. *Eur. J. Mineral.* 1, 535-555.
- GIERE, R (1986): Zirconolite, allanite and hoesbomite in marble skarn from the Bergell contact aureole: implications for mobility of Ti, Zr and REE. *Contrib. Mineral. Petrol.* 93, 459-470.
- GOFFE, B., MICHARD, A., GARCIA DUEÑAS, V., GONZALEZ LODEIRO, F., MONIE, P., CAMPOS, J., GALINDO ZALDIVAR, J., JABALOY, A., MARTINEZ MARTINEZ, J.M. y SIMANCAS, F. (1989): First evidence of high-pressure, low-temperature metamorphism in the Alpujarride nappes, Betic Cordilleras (S.E. Spain). *Eur. J. Mineral.* 1, 139-142.
- GOMEZ PUGNAIRE, M.T. (1979): La evolución del metamorfismo alpino en el Complejo Nevado-Filábride de la Sierra de Baza (Cordilleras Béticas, España). Tesis Univ. Granada, 360 pp.
- GOMEZ PUGNAIRE, M.T. (1992): El Paleozoico de las Cordilleras Béticas. En: *Paleozoico Inferior de Ibero-América* (Gutierrez Marco, J.G., Saavedra, J. y Rábano, I., Editores). Universidad de Extremadura, 593-606.
- GOMEZ PUGNAIRE, M.T. y CAMARA, 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, 374-384.

- GOMEZ PUGNAIRE, M.T., CHACON, J., MITROFANOV, F. y TIMOFEEV, V. (1982): First report on Pre-Cambrian rocks in the graphite-bearing series of the Nevado-Filábride complex (Betic Cordilleras, Spain). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 3, 176-180.
- GOMEZ PUGNAIRE, M.T. y FERNANDEZ SOLER, J.M. (1987): High-pressure metamorphism in metabasites from the Betic Cordilleras (SE Spain) and its evolution during the Alpine orogeny. *Contrib. Mineral. Petrol.* 95, 231-244.
- GOMEZ PUGNAIRE, M.T. y FRANZ, G. (1988): Metamorphic evolution of the palaeozoic series of the Betic Cordilleras (Nevado Filábride complex, SE Spain) and its relationship with the alpine orogeny. *Geol. Rundschau* 77, 619- 640.
- GOMEZ PUGNAIRE, M.T. y FRANZ, G. (1989): Progressive metamorphic evolution of eclogites containing kyanite veins in the Betic Cordilleras (SE Spain). *Rend. Soc. Italiana Min. e Petro.* 43, 671-685.
- GOMEZ PUGNAIRE, M.T. , FRANZ, G. y LOPEZ SANCHEZ-VIZCAINO, V (1994): Retrograde foramation NaCl-scapolite in high pressure metaevaporities from the Cordilleras Béticas. *Contrib. Mineral. Petrol.* 116, 448-461.
- GOMEZ PUGNAIRE, M.T. y MUÑOZ, M. (1990): Xenolitos de metapelitas de alto grado en metabasitas: evidencia del emplazamiento en corteza continental del magmatismo básico Nevado-Filábride (Cordilleras Béticas). *Geogaceta* 7, 13- 15.
- GOMEZ PUGNAIRE, M.T. y MUÑOZ, M. (1991): Al-rich xenoliths in the Nevado- Filábride metabasites: evidence for a continental setting of this basic magmatism in the Betic Cordilleras (SE Spain). *Eur. J. Mineral.* 3, 193-198.
- GOMEZ PUGNAIRE, M.T. y SASSI, F.P. (1983): Prealpine metamorphic features and Alpine overprints in some parts of the Nevado-Filábride
-

basement (Betic Cordilleras, Spain). *Memoire Di Scienze Geologiche*. Mem. Inst. Geol. Min. Univ. Padua 36, 49-72.

GOMEZ PUGNAIRE, M.T., TORRES RUIZ, J. y MARTINEZ MARTINEZ, J.M. (1981b): Escapolita en rocas de las series permo-triásicas del Complejo Nevado-Filábride (Cordilleras Béticas). *Origen. Bol. Soc. Esp. Miner.* 4, 37-46.

GOMEZ PUGNAIRE, M.T. , VISONA, D., y FRANZ, G. (1985): Kyanite, margarite and pargasite in pseudomorphs in amphibolitized eclogites from the Betic Cordilleras, Spain. *Chemical Geology* 50, 129-141.

GONZALEZ LODEIRO, F., OROZCO, M., CAMPOS, J. y GARCIA DUEÑAS, V. (1984): Cizallas dúctiles y estructuras asociadas en los mantos de Mulhacén y Veleta: primeros resultados sobre Sierra Nevada y Sierra de los Filabres. En: *El borde mediterráneo espa-ol: evolucion del or- geno bético y geodinámica de las depresiones ne- genas*. Granada, 5-8.

GRAHAM, C.M., y POWELL, R. (1984): A garnet hornblende geothermometer: calibration, testing and application to the Pelona Schist, Southern California. *J. Met. Geol.* 2, 13-31.

GREENWOOD, H.J. (1963): Matrix methods and the phase rule in petrology. *XXIII International Geological Congress*, Vol 6, 267-279.

GREENWOOD, H.J. (1967): The N-dimensional tie-line problem. *Geoch. Cosmoch. Acta* 31, 465-490.

GREENWOOD, H.J. (1975): Buffering of pore fluids by metamorphic reactions. *Am. J. Sci.* 275, 573-594.

GREENWOOD, H.J. (1975): Thermodynamically valid projections of extensive phase relationships. *Amer. Mineral.* 60, 1-8.

GUIDOTTI, C. V. (1984): Micas in metamorphic rocks. *Rev. Min.* 13, 357-468.

- HARTE, B. y GRAHAM, C.M. (1975): The graphical analysis of greenschist to amphibolite facies mineral assemblages in metabasites. *Jour. Petrol.* 16, 347-370.
- HEBEDA, E.H., BOELRIJK, N.A.I.M., PRIEM, H.N.A., VERDURMEN, E.A.Th., 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. Lett.* 47, 81-90.
- HEINRICH, C.A. (1982): Kyanite-eclogite to amphibolite facies evolution of hydrous mafic and pelitic rocks, Adula Nappe, Central Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.* 81, 30-38.
- HELLMAN, P.L., SMITH, R.E. y HENDERSON, P. (1979): The mobility of the Rare Earth Elements: evidence and implications from selected terrains affected by burial metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.* 71, 23-44.
- HELMERS, H. (1982): Eclogitization of hedenbergite skarns in the Sierra de los Filabres, S. E. Spain. *Terra Cognita* 2-3, 320.
- HELMERS, H y VOET, H.W. (1967): Regional extension of the Nevado-Filábride nappes in the eastern and central Sierra de los Filabres (Betic Cordilleras, SE Spain). *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch. Series B* 70, 239-253.
- HOLDAWAY, M.J. (1971): Stability of andalusite and the aluminium silicates phase diagram. *Am J. Sci.* 271, 91-131.
- HOLLAND, T.J.B. (1979): Experimental determination of the reaction $\text{paragonite} = \text{jadeite} + \text{kyanite} + \text{H}_2\text{O}$ and internally consistent thermodynamic data for part of the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ with application to eclogites and blueschists. *Contrib. Mineral. Petrol.* 68, 293-301.

- HOLLAND, T.J.B. (1988): Preliminary phase relations involving glaucophane and applications to high pressure petrology: new heat capacity and thermodynamic data. *Contrib. Mineral. Petrol.* 99, 134-142.
- HOLLAND, T. y BLUNDY, J. (1994): Non-ideal interactions in calcic amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Min. Petrol.* 116, 433-447.
- HOLLAND, T.J.B. y POWELL, R. (1990): An enlarged and updated internally consistent dataset with uncertainties and correlations: the system $K_2O-Na_2O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2-C-H_2O_2$. *J. metamorphic Geol.* 8, 89-124.
- HYNES, A. (1980): Carbonatization and mobility of Ti, Y and Zr in Ascot Formation Metabasalts, SE Quebec. *Contrib. Mineral. Petrol.* 75, 79-87.
- JABALOY, A. (1985): La estructura de los materiales Nevado-Filábrides en el sector de Charches (Cordilleras Béticas). *Cuad. Geol. Univ. Granada.* 12, 91-104.
- JABALOY, A. (1991): La estructura de la región occidental de la Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas). Tesis Univ. Granada, 296 pp.
- JABALOY, A., GALINDO ZALDIVAR, J. y GONZALEZ LODEIRO, F. (1992): The Mecina extensional system: its relation with the Post-Aquitania piggy-back basins and the paleostresses evolution (Betic Cordilleras, Spain). *Geo-Marine Lett.* 12, 96-103.
- JABALOY, A., GALINDO ZALDIVAR, J. y GONZALEZ LODEIRO, F. (1993): The Alpujarride-Nevado-Filábride extensional shear zone, Betic Cordillera, SE Spain. *J. Struct. Geol.* 15, 55-569.
- JABALOY, A. y GONZALEZ-LODEIRO, F. (1988): La deformación en los bloques de techo y muro de los cabalgamientos de las unidades

- inferiores Nevado-Filábrides (Cordilleras Béticas, SE España). *Estud. Geol.* 44, 253-261.
- JAMIESON, R.A. y BEAUMONT, C. (1989): Daly, Cliff & Yardley (eds), *Evolution of metamorphic belts*. Geological Society Special Publication No 43, 117-129.
- JENKINS, D.M. (1994): Experimental reversal of the aluminum content in tremolitic amphiboles in the system $H_2O-CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$. *Am. J. Sci.*, 294, 593-620.
- KAMPSCHUUR, W. (1975): Data on thrusting and metamorphism in the eastern Sierra de los Filabres: higher Nevado-Filábride Units and the glaucophanitic greenschist facies. *Tectonophysics* 27, 57-81.
- KOHN, M.J. y SPEAR, F.S. (1989): Empirical calibration of geobarometers for the assemblage garnet + hornblende + plagioclase + quartz. *Am. Mineral.* 74, 77-84.
- KOHN, M.J. y SPEAR, F.S. (1990): Two new geobarometers for garnet amphibole, with applications to southern Vermont. *Am. Mineral.* 75, 89-96.
- KOONS, P.O. (1982): An experimental investigation of the behavior of amphibole in the system $Na_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ at high pressures. *Contrib. Mineral. Petrol.* 79, 258-267.
- KORZHINSKII, D.S. (1959): *Physicochemical basis of the analysis of the paragenesis of minerals*. Consultants Bureau, Inc. New York.
- KROGH, E.J. (1988): The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer- a reinterpretation of existing experimental data. *Contrib. Mineral. Petrol.* 99, 44-48.
- LAFUSTE, M.J. y PAVILLON, M.J. (1976): Mise en évidence d'Eifélien daté au sein des terrains métamorphiques des zones internes des Cor. bétiques. *C. R. Acad. Sci. Paris* 283, série D, 1015-1018.
-

- LAIRD, J. (1980): Phase equilibria from mafic schist from Vermont. *Journal of Petrology* 21, 1-37.
- LAIRD, J. y ALBEE, A. (1981): High pressure metamorphism in mafic schist from Northern Vermont. *Am. Jour. Sci.* 281, 97-126.
- LANG, H.M. y RICE, J.M.(1985): Regression modelling of metamorphic reactions in metapelites, Snow Peak, Northern Idaho. *Journ. Petrol.* 26, 857-887..
- LANGENBERG, C.W. (1972): Polyphase deformation in the eastern Sierra de los Filabres, North of Lubrín, SE Spain. *GUA papers of Geology, Serie 1*, 2, 81 pp.
- LEAKE, B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles. *Can. Mineral.* 16, 501-520.
- LE BAS, M.J, LE MAITRE, R.W., STRECKEISEN, A. y ZANETTIN, B. (1986): A chemical classification of volcanic rocks based on the total Alkali-Silica Diagram. *J. Petrol.* 27, 745-750.
- LEBLANC, D. (1979): Allochtonie de unités du Mesorif oriental. *C. R. Acad. Sci. Paris* 288, série D, 27-30.
- LE MAITRE, R.W. (1979): A new generalised petrological mixing model. *Contrib. Mineral. Petrol.* 71, 133-137.
- LE MAITRE, R.W. (1982): *Numerical Petrology. Statistical interpretation of geochemical data.* Elsevier Scientific publishing company.
- LE MAITRE, R.W. (1989): *A classification of igneous rocks and glossary of Terms.* Blackwell, Oxford. 139 pp.
- LE ROEX, A.P. (1987): *Source regions of mid-ocean ridge basalts: Evidence for enrichment processes.* *Mantle Metasomatism*, Academic Press Inc. Limited, 389-422.
-

- LETERRIER, J., MAURY, R.C., THONON, P., GIRARD, D. y MARCHAL, M. (1982): Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleovolcanic series. *Earth Planet. Sci Letters* 59, 139-154.
- LINTHOUT, K. y VISSERS, L.M. (1979): On the classification of tectonic units in the Nevado-Filábride Complex of the northern Sierra de los Filabres, Betic Cordilleras, SE Spain. *Geol. Mijnbouw* 58, 49-56.
- LOOMIS, T.P. (1972): Contact metamorphism of pelitic rocks by the Ronda Ultramafic Intrusion, Southern Spain. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83, 2449- 2474.
- LOPEZ SANCHEZ-VIZCAINO, V. (1994): Evolución petrológica y geoquímica de las rocas carbonáticas y litologías asociadas en el área de Macael Cóbdar (Almería), Complejo Nevado-Filábride, Cordilleras Béticas, SE España. Tesis Univ. Granada, 241 pp.
- LOPEZ SANCHEZ-VIZCAINO, V., FRANZ, G. y GOMEZ PUGNAIRE, M.T. (1995): The behaviour of Cr during metamorphism of carbonate rocks from the Nevado-Filábride Complex, Betic Cordilleras, Spain. 33, 85-104.
- MÄDER, U.K. y BERMAN, R.G. (1992): Amphibole thermobarometry: a thermodynamic approach. En: *Current Research, Part E; Geological Survey of Canada, Paper 92-1E*, 394-400.
- MALDONADO, A. y COMAS, M.C. (1992): Geology and geophysics of the Alboran Sea: An introduction. *Geo-Marine Lett.* 12,61-65.
- Mapa de la Hoja 1010 (La Peza) del MAGNA 1:50.000, IGME.
- MARSH, J.S. (1987). Basalt geochemistry and tectonic discrimination within continental flood basalt provinces. *J. Volc. Geotherm. Res.*, 32, 35-49.

- MARTIN ALGARRA, A. (1987): Evolución geológica alpina del contacto entre las zonas internas y las externas de la Cordillera Bética (sector central y occidental). Tesis Univ. Granada, 1271 pp.
- MARTINEZ MARTINEZ, J.M. (1984): Evolución tectono-metamórfica del Complejo Nevado-Filábride en el sector de unión entre Sierra Nevada y Sierra de los Filabres, Cordilleras Béticas (España). Tesis Univ. Granada. En: Cuad. Geol. Univ. Granada 13, 194 pp.
- MARTINEZ MARTINEZ, J.M. (1984/85): Las sucesiones Nevado-Filábrides en la Sierra de los Filabres y Sierra Nevada. Correlaciones. Cuad. Geol. Univ. Granada 12, 127-144.
- MASSONE, H.J. y SCHREYER, W. (1987): Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-felspar, phlogopite, and quartz. Contrib. Mineral. Petrol. 96, 212-224.
- MASSONE, H.J. y SCHREYER, W. (1989): Stability field of the high-pressure assemblage talc + phengite and two new phengite geobarometers. Eur. J. Mineral. 1, 391-410.
- MENZIES, M.A., LEEMAN, W.P. y HAWERSWORTH, C.J. (1984). Geochemical and isotopic evidence for the origin of continental flood basalts with particular reference to the Snake River Plain, Idaho, U.S.A. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A310, 643-660.
- MESCHEDE, M. (1987): The continental geochemistry of Triassic ophites of northern Spain. N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 5, 287-296.
- MIYASHIRO, A. (1978): Nature of alkalic volcanic rock series. Contrib. Mineral. Petrol. 66, 91-104.
- MONIE, P., GALINDO ZALDIVAR, J., GONZALEZ LODEIRO, F., GOFFE, B. y JABALOY, A. (1991): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Alpine tectonism in the Betic Cordilleras (southern Spain). J. Geol. Soc. London 148, 289-297.

- MORATA, D.A. (1993). Petrología y geoquímica de las ofitas de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Tesis Doctoral . Universidad de Granada, 342 pp.
- MORTEN, L., BARGOSI, G.M., MARTINEZ MARTINEZ, J.M., PUGA, E. y DIAZ DE FEDERICO, A. (1987): Metagabbro and associated eclogites in the Lubrin area, Nevado-Filabride Complex, Spain. *J. Metamorphic Geol.*, 5, 155-174.
- MUÑOZ, M. (1986): Estudio comparativo de los cuerpos intrusivos básicos asociados a los materiales de edad Triásica de los Dominios Subbético y Nevado-Filábride del sector centro-oriental de las Cordilleras Béticas. *Geogaceta* 1, 37-39.
- MUÑOZ, M., GOMEZ-PUGNAIRE, M.T. y FERNANDEZ-SOLER, J.M. (1988): Los clinopiroxenos de las metabasitas hipoabisales del Complejo Nevado-Filábride (Cordilleras Béticas) como indicadores de la afinidad magmática y del ambiente paleotectónico., II Congr. Geol. España, 1, 425-433.
- NAKAMURA, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 757-73.
- NEWTON, R.C., CHARLU, T.V. y KLEPPA, O.J. (1980): Thermochemistry of the high structural state plagioclases. *Geochim. Cosmochim. Acta* 44, 933-941.
- NICHOLLS, J. (1988): The statistics of Pearce element diagram and the Chayes closure problem. *Contrib. Mineral. Petrol.* 99, 11-24.
- NICHOLLS, J y GORDON, T.M. (1994): Procedures for the calculation of axial ratios on Pearce element-ratio diagrams. *Can. Mineral.* 32, 969-977.

- NIJHUIS, H.J. (1964): Plurifacial alpine metamorphism in the south-eastern Sierra de los Filabres, south of Lubr'n. Tesis Univ. Amsterdam, 151 pp.
- NORRY, M.J. Y FITTON, J.G. (1983). Compositional differences between oceanic and continental basic lavas and their significance. In Continental basalts and mantle xenoliths, C. J. Hawkesworth & M. J. Norry (eds). Nantwich: Shiva., 7-19.
- OBATA, M. (1977): Petrology and petrogenesis of the Ronda High Temperature Peridotite Intrusion, Southern Spain. Ph. D. Thesis, Massachusetts Institute of Technology.
- OLIVIER, Ph. (1984): Evolution de la limite entre zones internes et zones externes dans l'arc de Gibraltar (Maroc, Espagne). Tesis Univ. Toulouse, 229 pp.
- OROZCO, M. (1986): Fábrica de cuarzo y cabalgamientos hacia el ENE en Sierra Nevada y Sierra de los Filabres (Cordilleras Béticas). Geogaceta 1, 40-41.
- OTSUKI, M. y BANNO, S. (1990): Prograde and retrograde metamorphism of hematite-bearing basic schists in the Sanbagawa belt in central Shikoku. J. metamorphic Geol. 8, 425-439.
- PEARCE, J.A y CANN, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analyses. Earth Planet .Sci. Lett. 19, 290-300.
- PEARCE, T.H. (1968): A ontribution to the theory of variation diagrams. Contrib. Mineral. Petrol. 19, 142-157.
- PEARCE, T.H. (1970): The analysis of chemical data in basic rock suites. Geol. Soc. Am . Abstr 2, 646-648.



- PEARCE, T.H. (1987): The identification and assessment of spurious trends in Pearce-Type ratio variation diagrams: a discussion of some statistical arguments. *Contrib. Mineral. Petrol.* 97, 529-534.
- PIGAGE, L.C. (1976): Metamorphism of the Settler schist, southwest of Yale, British Columbia. *Can. J. Earth Sci.* 13, 405-421.
- PLATT, J.P. y BEHRMANN, J.M. (1986): Structures and fabrics in a crustal-scale shear zone, Betic Cordilleras, SE Spain. *J. Struct. Geol.* 8, 15-33.
- PLATT, J.P., BEHRMANN, J.M., MARTINEZ-MARTINEZ, J.M., y VISSERS, R.L.M. (1984): A zone of mylonite and related ductil deformation beneath the Alpujarride nappe complex, Betic Cordilleras, SE Spain. *Geol. Rundschau.* 73, 773-785.
- PLATT, J.P. y VISSERS, R.L.M. (1980): Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct. Geol.* 2, 379-410.
- PLATT, J.P. y VISSERS, R.L.M. (1989): Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alborán Sea and Gibraltar Arc. *Geology* 17, 540-543.
- POLI, S. (1991): Reaction spaces and P-T paths: from amphibolite eclogite to greenschist facies in the Austroalpine domain (Oetztal Complex). *Contrib. Mineral. Petrol.* 106, 399-416.
- POLI, S. (1993): The amphibolite-eclogite transformations: An experimental study on basalt. *American Journal of Science* 293, 1061-1107.
- POLI, S. (1994): The application of linear algebra to petrologic problems. VII Summer School, Univ. Siena.
- PORTUGAL FERREIRA, M., FERREIRA, J.T., PUGA, E. y DIAZ DE FEDERICO, A. (1988): Geochronological contribution to the tetrogenetic picture of the Betic Chain (SE Spain). *II Congr. Geol. España*, 2, 55-58.

- POWELL, R. (1990): Matrix analysis of metamorphic mineral assemblages and reactions: alternatives and extensions. *Contrib. Mineral. Petrol.* 106,61-65.
- PRIEM, H.N.A., BOELRIJK, N.A.I.M., HEBEDA, E.H. y VERSCHURE, R.H. (1966): Isotopic age determinations on tourmaline granite-gneisses and a metagranite in the eastern Betic Cordilleras (southeastern Sierra de los Filabres), SE Spain. *Geol. Mijnbouw* 45, 184-187.
- PUGA, E. (1971): Investigaciones petrol—gicas en Sierra Nevada (Cordilleras Béticas, España). Tesis. Univ. Granada, 257 pp.
- PUGA, E. (1977): Sur l'existence dans le complexe de la Sierra Nevada (Cordillère Bétique, Espagne du sud) d'eclogites et sur leur origine probable à partir d'une croûte océanique mésozoïque. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 285, 1379-1382.
- PUGA, E. (1990): The Betic Ophiolitic Association (Southeastern Spain). *Ofioliti*, 15, 97-117.
- PUGA, E. y DIAZ DE FEDERICO, A. (1976a): Metamorfismo polifásico y deformaciones alpinas en el Complejo de Sierra Nevada, implicaciones geodinámicas. En: Reunión sobre la Geodinámica de las Cordilleras Béticas y del Mar de Alborán. Granada, 79-111.
- PUGA, E. y DIAZ DE FEDERICO, A. (1976b): Pre-alpine metamorphism in the Sierra Nevada Complex (Betic Cordilleras, Spain). *Cuad. Geol. Univ. Granada* 7, 161-171.
- PUGA, E. y DIAZ DE FEDERICO, A. (1984): La formación de metatufitas del Complejo de Sierra Nevada y sus implicaciones en la evolución geodinámica de este Complejo. Informe de la Reunión Científica del Proyecto C-40010/81 sobre el Borde Mediterráneo de España, , 23-24.

- PUGA, E., DIAZ DE FEDERICO, A., BARGOSI, G.M. y MORTEN, L. (1989b): The Nevado-Filábride metaophiolitic association in the C—bdar region (Betic Cordillera, SE Spain): preservation of pillow structures and development of coronitic eclogites. *Geodinamica Acta* 3, 17-36.
- 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., FEDIUKOVA, E., BONDI, M. y MORTEN, L. (1989a): 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., DIAZ DE FEDERICO, A. y FONTBOTE, J.M. (1974): Sobre la individualización de las unidades profundas de la Zona Bética. *Est. geol.* 30, 543-548.
- REMAIDI, M. (1993): Étude pétrologique et géochimique d'une association péridotites refractaires-pyroxénites dans le massif de Ronda (Espagne). Thèse de Doctorat. Univ. Montpellier II.
- RIDLEY, J. (1984): Evidence of a temperature-dependent 'blueschist' to 'eclogite' transformation in high-pressure metamorphism of metabasic rocks. *Journal of Petrology* 25, 852-870.
- RIDLEY, J.R. (1989): Vertical movement in orogenic belts and the timing of metamorphism relative to deformation. Daly, Cliff & Yardley (eds) *Evolution of metamorphic belts*, Geological Society Special Publication No. 43, 103-115.
- ROBINSON, P., Spear, F.S., SCHUMACHER, J.C., LAIRD, J., KLEIN, C., EVANS, B.W. y DOOLAN, B.L. (1982): Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence. *Rev. Min.* 9B, 1-211.

- RUBIN, J.N., HENRY, C.D. y PRICE, J.G. (1993): The mobility of zirconium and other "immobile" elements during hydrothermal alteration. *Chem. Geol.* 110, 29-47.
- RUSSELL, J.K. y NICHOLLS, J. (1988): Analysis of petrologic hypotheses with Pearce element ratios. *Contrib. Mineral. Petrol.* 99, 25-35.
- SCHLIESTEDT, M. (1986): Eclogite-Blueschist relationships as evidenced by mineral equilibria in the high-pressure metabasic rocks of Sifnos (Cycladic Islands), Greece. *Journal of Petrology* 27, 1437-1459.
- SCHLIESTEDT, M. y MATTHEWS, A. (1987): Transformation of blueschist to greenschist facies rocks as a consequence of fluid infiltration, Sifnos (Cyclades), Greece. *Contrib. Mineral. Petrol.* 97, 237-250.
- SCHMIDT, M. W. y POLI, S. (1994): The stability of lawsonite and zoisite at high pressures: Experiments in CASH to 92 Kbar and implications for the presence of hydrous phases in subducted lithosphere. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 124, 105, 118.
- SELVERSTONE, J. (1985): Petrologic constraints of imbrication, metamorphism and uplift in the SW Tauern window, Eastern Alps. *Tectonics* 4, 687-704.
- SELVERSTONE, J. (1988): Evidence for east-west crustal extension in the eastern alps: Implications for the unroofing history of the Tauern window. *Tectonics* 7, 87-105.
- SERANNE, M. y MALAVIELLE, J. (1993): Late orogenic extension in Mountain belts (Séranne M. y Malavielle J., Editores). *Doc. BRGM Fr.* 219.
- SIMANCAS, F. y CAMPOS, J. (1988): La estructuración de componente Norte de los Mantos Alpujarrides en el sector central de la Cordillera Bética. *Simposio Cinturones Orogénicos. II Congr. Geol. España*, 27-33.

- SOTO, J.I. (1991): Geometría y cinemática de las deformaciones neógenas en Sierra Nevada (Cordilleras Béticas). Tesis Univ. Granada, 319 pp.
- SOTO, J.I. Y AZAÑÓN, J.M. (1993). The Breakdown of Zn-rich staurolite in a metabasite from the Betic Cordillera (SE Spain). *Mineral. Magazine*, 57, 530-533.
- SOTO, J.I. y AZAÑÓN, J.M. (1994): Zincian staurolite in metabasites and metapelites from the Betic Cordillera (SE Spain). *N. Jb. Miner. Abh.* 168, 109 - 126.
- SOTO, J.I. y MUÑOZ, M. (1993): Presencia de mineralogías ricas en Zn como evidencias de la actividad hidrotermal en zonas de cizalla extensionales (Complejo Nevado-Filábride, Béticas). *Geogaceta* 14, 146-149.
- SPEAR, F.S., RUMBLE III, D. y FERRY, J.M. (1982): Linear algebraic manipulation of N-Dimensional composition space. *Rev. in Mineral.* 10, 53-104.
- SPEAR, F.S. (1993): *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths.* Mineralogical Society of America.
- TARGÜISTI, K. (1994): Petrología y geoquímica de los Macizos Ultramáficos de Ojén (Andalucía) y Beni-Bouzera (Rif Septentrional, Marruecos). Tesis Doctoral Univ. Granada.
- TENDERO, J.A., MARTIN ALGARRA, A., PUGA, E. y DIAZ DE FEDERICO, A. (1993): Lithostratigraphie des métasédiments de l'association ophiolitique Nevado-Filábride (SE Espagne) et mise en évidence d'objets ankéritiques évoquant des foraminifères planctoniques du Crétacé: conséquences paléogéographiques. *C. R. Acad. Sci. Paris* 316, Série II, 1115-1122.

- THOMPSON, J.B. (1982a): Composition space: an algebraic and geometric approach. *Rev. Min.* 10, 1-31.
- THOMPSON, J.B. (1982b): Reaction space: an algebraic and geometric approach. *Rev. Min.* 10, 33-52.
- THOMPSON, J.B., LAIRD, J. y THOMPSON, A.B. (1982): Reactions in amphibolite, greenschist and blueschist. *J. Petrol.* 23, 1-27.
- THOMPSON, J.B. y THOMPSON, A.B. (1976): A model system for mineral facies in pelitic schist. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58, 243-277.
- THOMPSON, R.N., DICKIN, A.P., GIBSON, I.L., & MORRISON, M.A. (1982). Elemental fingerprints of isotopic contamination of Hibrídean province mantle derived magmas by Archean sial. *Contrib. Mineral. Petrol.* 79, 159-168.
- THOMPSON, R. N., MORRISON, M. A., DICKIN, A. P., & HENDRY, G. L. (1983). Continental flood basalts... arachnids rule OK?. In *Continental basalts and mantle xenoliths*, C. J. Hawkesworth & M. J. Norry (eds.). Nantwich: Shiva., 158-85.
- THOMPSON, R. N., MORRISON, M. A., HENDRY, G. L., & PARRY, S. J. (1984). An assessment of the relative roles of a crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A310, 549-90.
- TORNE, M. y BANDA, M. (1992): Crustal thinning from the Betic Cordillera to the Alboran Sea. *Geo-Marine Letters* 12, 76-81.
- TORRES ROLDAN, R. (1979): The tectonic subdivision of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Southern Spain): its significance and one possible geotectonic scenario for the westernmost alpine belt. *Am. J. Sci.* 279, 19-51.

- TUBIA, J.M. (1985): Sucesiones metamórficas asociadas a rocas ultramáficas en los Alpujarrides occidentales. Tesis Univ. País Vasco, 263 pp.
- TUBIA, J.M., CUEVAS, J., NAVARRO-VILA, F., ALVAREZ, F. y ALDAYA, F. (1992): Tectonic evolution of the Alpujarride Complex (Betic Cordillera, Southern Spain). *J. Struct. Geol.* 14, 193-203.
- TUBIA, J.M. y GIL IBARGUCHI, J.I. (1991): Eclogites of the Ojén nappe: a record of the subduction in the Alpujarride complex (Betic Cordilleras, southern Spain). *J. Geol. Soc. London* 148, 801-804.
- VAN BAALEN, M.R. (1993): Titanium mobility in metamorphic systems: a review. *Chemical Geology* 110, 233-249.
- VAN BEMMELEN, R.W. (1927): Bijdrage tot de geologie der Betische Ketens in de province Granada. Tesis E.T.S. Delft, 176 pp.
- VISSERS, R.L.M. (1981): A structural study of the Central Sierra de los Filabres (Betic Zone, SE Spain), with emphasis on deformational process and their relation to the Alpine Metamorphism. *GUA Papers on Geology, Series 1*, 15, 154 pp.
- VOET, H.W. (1967): Geological investigations in the northern Sierra de los Filabres around Macael and Cúbdar, south-eastern Spain. Tesis Univ. Amsterdam, 122 pp.
- WEIJERMARS, R., ROEP, TH., VAN DEN EECKHOUT, B., POSTMA, R., y KLEVERLAAN, K. (1985): Uplift history of a Betic fold nappe inferred from Neogene-Quaternary sedimentation and tectonics (in the Sierra Alhamilla and Almería, Sorbas and Tabernas basins of the Betic Cordilleras, SE Spain). *Geol. Mijnbouw* 64, 397-411.
- WINCHESTER, J. A., & FLOYD, P. A. (1976). Geochemical magma type discrimination: Application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28, 459-469.

- WOLFRAM, S. (1991): *Mathematica*. A system for doing mathematics by computer. Second edition. Addison-Wesley Publishing Company, Inc.
- WOOD, A.S. (1990a): The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium. 1. Review of available low-temperature data for inorganic complexes and the inorganic REE speciation of natural waters. *Chemical Geology* 82, 159-186.
- WOOD, A.S. (1990b): The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium. 2. Theoretical predictions of speciation in hydrothermal solutions to 350°C at saturation water vapor pressure. *Chemical Geology* 88, 99-125.
- WOOD, B.J. y NICHOLS, J. (1978): The thermodynamic properties of reciprocal solid solutions. *Contrib. Mineral. Petrol.* 66, 389-400.
- WOOD, D.A. (1980a): The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 50, 11-30.
- WOOD, D.A, JORON, J.L. y TREUIL, M. (1979): A re-appraisal of the use of the trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Lett.* 45, 326-336.

APENDICE I - ANALISIS DE ROCA TOTAL Y COMPOSICION NORMATIVA. (ELEMENTOS MAYORES, TRAZAS Y REE)

Referencia	JALUG-9	JALUG-3	JALUG-2F	JALUG-1	HOK-1F	JALUG-7	JALUG-5	JALUG-6	JALUG-2G
Localidad	Cant. Lugros	Cant. Lugros	Cant. Lugros	Cant. Lugros	Cant. Lugros	Cant. Lugros	Cant. Lugros	Cant. Lugros	Cant. Lugros
Elementos mayores									
(% en peso)									
SiO ₂	47.49	47.56	48.05	48.37	48.42	48.86	47.13	47.18	47.34
TiO ₂	0.46	1.18	1.15	1.96	0.91	2.17	0.75	0.91	0.91
Al ₂ O ₃	18.01	16.34	16.48	14.21	16.04	14.35	17.57	16.94	16.69
Fe ₂ O _{3t}	6.52	10.73	10.08	10.88	10.90	13.13	8.56	10.67	9.69
MnO	0.11	0.19	0.17	0.19	0.20	0.19	0.15	0.20	0.14
MgO	13.83	10.33	9.42	9.47	9.31	6.78	11.36	9.68	9.46
CaO	7.29	8.46	8.56	8.26	8.75	9.36	9.67	9.38	9.95
Na ₂ O	3.91	3.36	3.99	4.91	4.39	4.30	3.18	3.83	3.36
K ₂ O	0.15	0.32	0.25	0.23	0.17	0.14	0.21	0.13	0.24
P ₂ O ₅	0.01	0.10	0.11	0.40	0.07	0.41	0.09	0.07	0.08
Pc	2.24	1.41	1.73	1.13	0.85	0.31	1.33	1.00	2.13
Total	100.02	99.98	99.99	100.01	100.01	100.00	100.00	99.99	99.99
nmg	0.83	0.69	0.68	0.66	0.66	0.54	0.75	0.67	0.69
Norma CIPW									
Q	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NE	3.38	0.20	2.29	5.18	4.48	1.21	2.13	4.19	2.02
CCR	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
HYP	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
OLI	14.56	12.24	10.61	9.43	10.67	7.75	12.41	11.54	10.47
Elementos traza (ppm)									
Li	14.34	36.05	42.55	56.90	19.63	21.21	6.57	5.41	44.53
Fb	0.36	2.47	2.26	0.32	0.00	0.00	0.00	6.61	1.49
Cs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Be	0.37	0.62	0.66	1.50	0.44	1.62	0.53	0.56	0.68
Sr(ICP)	175	298	412	179	170	272	238	264	539
Ba	0.00	1.60	8.94	0.00	0.00	0.00	685.91	10.26	1.27
Sc	22.30	31.03	31.45	36.09	40.95	41.03	18.70	30.77	24.93
V	78	175	181	258	160	301	115	138	164
Cr	276	261	254	304	312	43	278	252	225
Co	46.93	75.53	58.43	49.83	82.30	77.32	71.68	57.68	64.28
Ni	105	150	133	183	56	41	166	119	152
Cu	4.13	10.56	10.29	9.19	6.68	27.14	13.57	9.80	9.82
Zn	48.54	79.39	82.39	43.27	39.56	51.83	40.87	25.79	72.08
Ga	16.46	17.20	17.55	19.64	15.50	20.22	15.76	16.88	18.13
Y	7.10	21.04	20.95	37.68	13.73	39.04	11.37	18.87	18.41
Nb	0.00	1.10	1.49	13.91	1.21	10.89	1.21	1.85	1.51
Ta	0.00	0.00	0.00	0.82	0.00	0.66	0.00	0.12	0.00
Zr	16.74	68.33	71.71	208.69	48.11	196.27	43.75	47.63	52.22
Hf	0.30	0.38	0.42	1.07	0.34	0.74	0.29	0.34	0.32
Mo	0.09	0.06	0.26	0.73	0.19	0.48	0.00	0.13	0.16
Sn	0.61	0.98	1.11	1.96	1.03	2.11	0.74	0.88	0.98
Tl	0.06	1.67	0.00	0.05	0.09	0.00	0.00	0.03	0.00
Pb	0.94	5.73	8.26	1.60	1.70	2.21	1.64	3.87	9.69
U	0.02	0.07	0.06	0.27	0.02	0.21	0.01	0.05	0.06
Th	1.77	1.77	1.76	2.46	1.79	2.27	1.72	2.01	1.77
Tierras raras (ppm)									
La	2.30	4.37	4.34	13.09	2.81	12.73	3.56	5.41	4.01
Ce	2.58	10.22	8.88	28.52	5.92	29.35	8.58	10.41	7.26
Pr	0.71	1.62	1.70	4.08	0.93	4.32	1.15	1.86	1.41
Nd	2.58	7.58	8.36	18.63	4.01	20.38	4.79	8.65	6.63
Sm	0.93	2.62	2.82	4.93	1.31	5.64	1.70	2.80	2.28
Eu	0.41	1.12	1.19	1.64	0.54	2.00	0.78	1.19	1.10
Gd	1.09	3.59	3.45	5.14	1.80	5.75	2.21	3.72	2.86
Tb	0.17	0.57	0.57	0.88	0.31	0.95	0.34	0.59	0.48
Dy	1.13	3.76	3.99	6.33	2.06	6.70	2.05	3.68	3.24
Ho	0.27	0.79	0.80	1.38	0.52	1.45	0.44	0.72	0.68
Er	0.80	2.03	2.10	3.62	1.54	3.61	1.10	1.80	1.64
Tm	0.10	0.30	0.28	0.51	0.22	0.53	0.15	0.24	0.23
Yb	0.67	1.94	1.73	3.22	1.33	3.12	0.90	1.47	1.30
Lu	0.11	0.29	0.26	0.44	0.20	0.42	0.14	0.21	0.19

APENDICE I - ANALISIS DE ROCA TOTAL Y COMPOSICION NORMATIVA. (ELEMENTOS MAYORES,
TRAZAS Y REE)

Referencia Localidad	JALUG-10 Cant. Lugros	HOK-1G Cant. Lugros	JALUG-8 Cant. Lugros	CC-17 Cóbdar	CC-16 Cóbdar	CC-18 Cóbdar	CC-1 Cóbdar	CC-15 Cóbdar	BM-4 Cóbdar
Elementos mayores (% en peso)									
SiO ₂	47.69	48.10	48.26	43.48	44.00	47.30	47.54	48.47	45.45
TiO ₂	0.79	0.98	1.04	1.08	1.13	1.98	1.95	2.06	2.80
Al ₂ O ₃	15.36	17.19	16.09	10.35	10.40	16.59	16.83	16.09	16.88
Fe ₂ O _{3t}	10.25	9.77	10.38	12.62	12.72	9.92	9.03	9.16	10.63
MnO	0.16	0.15	0.17	0.16	0.18	0.10	0.09	0.15	0.21
MgO	12.21	8.56	9.01	22.17	22.08	7.44	7.16	8.10	6.69
CaO	9.60	9.79	9.68	5.75	5.79	10.18	9.90	8.85	11.19
Na ₂ O	2.85	3.54	3.03	1.97	2.32	4.16	4.58	3.89	3.06
K ₂ O	0.22	0.19	0.73	0.37	0.39	0.55	0.44	1.44	0.52
P ₂ O ₅	0.09	0.10	0.15	0.16	0.17	0.36	0.36	0.42	0.15
Pc	0.79	1.64	1.46	0.67	0.29	0.76	1.25	1.93	2.05
Total	100.01	100.01	100.00	98.78	99.47	99.34	99.13	100.56	99.63
nmg	0.73	0.67	0.66	0.80	0.80	0.63	0.64	0.67	0.59
Norma CIPW									
Q	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NE	0.00	1.08	0.00	0.29	2.18	5.55	6.33	3.53	2.82
CCR	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
HYP	0.07	0.00	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
OLI	13.48	9.60	9.89	29.21	28.53	7.21	6.50	7.46	6.58
Elementos traza (ppm)									
Li	3.47	11.51	14.94	11.75	9.44	7.17	40.64	25.81	14.92
Rb	0.00	0.09	10.88	5.81	7.73	4.28	3.14	15.29	5.71
Cs	0.00	0.00	0.00	0.77	0.45	0.26	0.31	1.64	1.05
Be	0.45	0.53	0.64	0.57	0.69	0.51	1.31	1.43	0.66
Sr(ICP)	171	358	371	211	205	268	547	472	525
Ba	28.95	0.00	32.64	30.38	32.94	28.46	52.82	200.74	93.39
Sc	23.68	28.72	25.90	29.51	29.68	28.59	39.05	38.43	50.95
V	125	152	161	123	126	108	221	229	384
Cr	316	238	220	1174	1020	765	187	332	189
Co	84.57	88.31	65.62	111.89	124.53	92.26	81.95	77.62	87.45
Ni	115	65	106	791	824	505	118	174	87
Cu	10.23	10.02	64.25	97.49	133.14	102.33	40.67	84.61	55.52
Zn	56.47	31.44	62.00	152.32	136.17	124.43	92.05	181.49	151.70
Ga	15.59	18.43	18.07	11.73	12.07	13.18	19.21	18.22	16.33
Y	10.96	15.97	17.39	15.44	16.65	13.86	31.28	30.36	19.47
Nb	1.11	0.22	3.15	6.52	7.21	9.99	20.51	20.96	8.28
Ta	0.00	0.00	0.05	0.57	0.66	3.78	1.69	1.61	0.81
Zr	43.69	53.81	68.14	86.00	82.00	186.00	189.00	214.00	106.00
Hf	0.33	0.29	0.31	1.58	1.62	1.34	2.31	2.13	0.66
Mo	0.21	0.13	0.29	0.63	0.75	0.68	0.23	0.33	0.45
Sn	0.81	1.01	0.97	2.08	2.20	2.12	2.83	2.70	2.16
Tl	0.03	0.00	0.25	0.03	0.03	0.03	0.06	0.13	0.11
Pb	2.88	6.33	5.02	4.11	2.91	2.92	12.01	8.45	52.58
U	0.02	0.05	0.05	0.22	0.26	0.18	0.40	0.30	0.16
Th	1.76	1.80	1.87	0.64	0.92	0.58	1.47	0.86	0.53
Tierras raras (ppm)									
La	3.04	4.46	4.47	5.91	6.68	5.32	13.71	16.87	6.11
Ce	4.91	8.85	9.34	15.37	17.14	13.34	35.29	41.85	16.17
Pr	1.02	1.45	1.55	2.07	2.36	1.94	4.48	5.52	2.43
Nd	4.50	6.59	7.21	9.69	11.07	8.79	21.85	25.05	11.93
Sm	1.49	2.11	2.35	2.63	2.94	2.39	5.41	6.12	3.25
Eu	0.68	0.97	0.99	0.69	0.76	0.68	1.33	1.53	0.93
Gd	1.70	2.93	2.89	2.91	3.07	2.50	5.46	6.14	3.35
Tb	0.27	0.47	0.48	0.49	0.50	0.42	0.89	0.97	0.57
Dy	1.92	2.94	3.08	2.84	3.16	2.55	5.58	5.90	3.69
Ho	0.42	0.60	0.67	0.59	0.65	0.52	1.13	1.13	0.74
Er	1.10	1.58	1.65	1.56	1.70	1.42	3.12	2.99	1.94
Tm	0.15	0.22	0.24	0.23	0.25	0.21	0.44	0.40	0.27
Yb	0.89	1.44	1.53	1.42	1.63	1.31	2.74	2.32	1.72
Lu	0.14	0.20	0.22	0.21	0.23	0.19	0.38	0.30	0.23

APENDICE I - ANALISIS DE ROCA TOTAL Y COMPOSICION NORMATIVA. (ELEMENTOS MAYORES, TRAZAS Y REE)

Referencia Localidad	BM-3 Cóbdar	CC-19 Cóbdar	CC-10 Cóbdar	BM-2 Cóbdar	JFM-172 Lubrín	CC-7 Cóbdar	CC-8 Cóbdar	CEC-3 Cóbdar	CEC-5 Cóbdar
Elementos mayores (% en peso)									
SiO ₂	47.37	48.02	48.22	48.59	50.43	44.84	46.21	46.64	46.78
TiO ₂	1.85	2.38	2.23	1.71	1.76	2.57	1.43	1.55	1.50
Al ₂ O ₃	16.38	16.30	17.02	16.64	15.42	15.44	15.28	16.47	16.73
Fe ₂ O _{3t}	9.51	9.53	9.13	10.35	7.48	12.29	11.01	10.05	10.09
MnO	0.10	0.10	0.08	0.13	0.12	0.19	0.17	0.14	0.16
MgO	8.46	8.66	6.82	7.26	8.91	8.15	10.22	9.10	9.15
CaO	10.55	7.09	9.92	9.77	8.60	10.62	9.03	9.17	9.06
Na ₂ O	3.58	4.80	4.64	3.67	5.50	2.97	3.07	3.68	3.47
K ₂ O	0.58	0.53	0.37	0.46	0.25	0.54	0.51	0.70	0.60
P ₂ O ₅	0.32	0.40	0.39	0.20	0.11	0.31	0.18	0.23	0.20
Pc	1.52	1.75	1.62	1.23	1.41	2.20	2.24	2.26	2.10
Total	100.23	99.55	100.44	100.02	99.99	100.11	99.36	99.99	99.84
nmg	0.67	0.67	0.63	0.62	0.73	0.60	0.68	0.67	0.67
Norma CIPW									
Q	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NE	3.69	3.31	5.23	0.70	6.36	3.12	1.13	4.21	2.43
CCR	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
HYP	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
OLI	8.02	8.88	6.00	7.72	6.59	9.31	11.95	10.00	10.36
Elementos traza (ppm)									
Li	21.54	39.59	44.80	25.00	67.19	19.96	14.04	30.43	22.30
Rb	5.45	3.32	2.27	3.24	1.74	4.12	4.97	9.52	7.28
Cs	1.04	0.51	0.14	0.70	0.18	0.26	0.23	0.67	0.60
Be	1.35	1.31	1.37	1.36	1.85	0.74	0.63	0.99	0.82
Sr(ICP)	576	395	439	581	244	457	198	297	349
Ba	74.44	60.67	25.30	67.22	82.39	243.90	187.32	112.87	113.35
Sc	43.68	40.22	40.73	43.83	50.90	44.42	33.30	35.67	35.50
V	234	238	241	243	172	298	154	175	165
Cr	352	275	165	269	672	250	335	348	328
Co	55.78	67.13	75.67	48.34	33.02	66.25	88.25	77.18	79.71
Ni	161	209	106	136	181	160	251	202	204
Cu	37.76	44.00	40.34	44.92	16.17	143.48	44.53	60.45	60.73
Zn	134.63	145.48	114.47	128.47	57.60	164.07	110.34	147.60	139.10
Ga	17.63	18.13	18.41	17.81	22.79	16.12	15.67	17.16	16.69
Y	29.93	29.16	29.53	31.15	23.08	25.34	17.97	23.50	21.23
Nb	18.16	18.07	19.67	17.82	12.04	8.86	7.93	9.89	9.05
Ta	1.76	1.49	1.60	1.37	1.38	0.82	0.87	1.19	0.78
Zr	176.00	219.00	194.00	101.00	153.00	113.00	80.00	125.00	122.00
Hf	2.12	2.09	1.49	2.18	2.30	1.16	0.76	1.07	1.11
Mo	0.51	0.25	0.80	0.36	2.86	0.38	1.02	0.76	0.31
Sn	2.62	2.91	2.82	2.76	1.82	2.09	2.25	2.61	2.39
Tl	0.08	0.04	0.03	0.06	0.03	0.05	0.03	0.08	0.08
Pb	31.80	5.04	7.58	21.26	0.00	3.18	3.04	8.57	13.67
U	0.39	0.33	0.42	0.51	0.76	0.18	0.13	0.22	0.20
Th	1.11	1.32	1.28	1.15	1.20	0.62	0.63	0.89	0.80
Tierras raras (ppm)									
La	13.76	12.58	13.70	15.22	8.05	8.54	6.25	8.80	8.12
Ce	35.29	33.35	36.50	38.31	20.32	22.82	15.38	22.73	21.36
Pr	4.49	4.54	5.02	5.12	3.03	3.46	2.02	3.15	2.87
Nd	21.77	21.35	23.61	23.28	15.00	16.58	10.56	14.86	13.81
Sm	5.43	5.40	5.80	5.86	4.30	4.55	3.07	3.96	3.66
Eu	1.39	1.20	1.42	1.47	1.33	1.32	0.89	1.07	1.03
Gd	5.36	5.31	5.68	5.89	4.26	4.54	3.38	4.16	3.88
Tb	0.88	0.85	0.92	0.92	0.78	0.76	0.57	0.67	0.61
Dy	5.47	5.45	5.54	5.68	4.27	4.84	3.45	4.34	3.91
Ho	1.12	1.08	1.10	1.14	0.88	0.96	0.69	0.87	0.80
Er	3.01	2.92	2.95	3.13	2.16	2.52	1.83	2.37	2.18
Tm	0.42	0.43	0.41	0.43	0.33	0.35	0.25	0.34	0.31
Yb	2.60	2.77	2.42	2.72	1.84	2.10	1.55	2.11	1.89
Lu	0.35	0.36	0.32	0.37	0.25	0.31	0.22	0.30	0.27

APENDICE I - ANALISIS DE ROCA TOTAL Y COMPOSICION NORMATIVA. (ELEMENTOS MAYORES,
TRAZAS Y REE)

Referencia Localidad	CC-9 Cóbdar	CEC-1 Cóbdar	BM-1 Cóbdar	CC-3 Cóbdar	CC-14 Cóbdar	CC-4 Cóbdar	BM-5 Cóbdar	CEC-6 Cóbdar	CC-13 Cóbdar
Elementos mayores (% en peso)									
SiO ₂	47.10	47.27	47.53	47.57	47.66	47.80	47.97	47.97	48.40
TiO ₂	1.53	2.02	1.21	1.52	1.77	1.52	2.44	1.78	1.99
Al ₂ O ₃	16.09	16.11	16.31	16.29	17.15	16.63	14.41	15.23	17.12
Fe ₂ O _{3t}	10.59	9.75	11.50	10.67	9.37	9.82	12.96	10.21	8.44
MnO	0.15	0.14	0.16	0.15	0.06	0.14	0.10	0.08	0.07
MgO	8.54	8.48	7.88	8.70	7.55	8.20	5.90	8.93	7.88
CaO	9.34	8.94	9.70	9.23	10.02	9.77	9.43	9.01	8.77
Na ₂ O	3.65	3.93	3.06	3.49	4.82	3.58	4.08	4.19	5.38
K ₂ O	0.60	0.92	0.42	0.66	0.37	0.52	0.60	0.53	0.57
P ₂ O ₅	0.18	0.39	0.15	0.17	0.16	0.18	0.21	0.22	0.32
Pc	1.63	1.55	1.73	1.73	1.95	2.01	1.32	2.12	1.92
Total	99.40	99.50	99.65	100.19	100.88	100.17	99.42	100.27	100.85
nmg	0.65	0.66	0.61	0.65	0.65	0.66	0.51	0.67	0.68
Norma CIPW									
Q	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00
NE	3.12	3.99	0.00	1.92	8.75	2.00		4.13	8.90
CCR	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00
HYP	0.00	0.00	1.04	0.00	0.00	0.00		0.00	0.00
OLI	9.50	8.55	8.93	9.77	7.00	8.60		8.89	6.89
Elementos traza (ppm)									
Li	21.85	47.47	15.90	17.91	22.23	20.56	19.75	45.54	26.58
Fb	8.59	11.24	4.69	10.52	2.75	7.77	4.56	6.43	5.14
Cs	0.25	0.86	0.39	0.60	0.19	0.77	0.38	0.64	0.72
Be	0.88	1.77	0.60	0.68	0.85	0.70	0.93	1.05	1.43
Sr(ICP)	330	412	429	321	348	427	413	435	290
Ba	59.03	74.40	117.15	95.37	20.67	240.00	62.45	56.73	147.35
Sc	36.12	40.68	38.92	33.55	46.36	34.06	52.44	49.61	40.13
V	175	237	182	162	235	167	343	222	212
Cr	348	183	231	260	241	274	118	499	243
Co	65.70	66.17	70.77	64.53	66.47	87.39	58.45	62.40	74.26
Ni	190	148	142	170	105	167	55	154	130
Cu	30.90	48.44	131.45	29.06	31.49	34.20	54.07	62.69	29.96
Zn	85.78	121.77	164.43	122.39	120.90	132.18	171.92	131.20	98.83
Ga	17.79	18.64	16.46	17.13	18.30	17.30	21.14	17.88	17.79
Y	19.81	32.07	21.31	18.21	26.84	18.93	33.18	25.04	27.25
Nb	9.02	23.30	6.47	8.05	6.13	9.24	6.78	9.31	19.11
Ta	0.76	4.99	0.76	0.71	0.59	1.12	0.60	0.79	2.01
Zr	96.00	212.00	100.00	93.00	118.00	92.00	136.00	133.00	188.00
Hf	0.79	1.68	0.61	0.73	0.82	0.66	0.71	1.22	1.08
Mo	0.51	0.30	0.49	0.52	0.20	0.59	0.40	0.22	0.55
Sn	2.46	2.87	2.00	2.55	2.69	2.33	2.75	2.66	2.99
Tl	0.04	0.07	0.09	0.06	0.02	0.06	0.07	0.06	0.03
Pb	2.98	8.74	26.88	5.75	3.78	8.01	22.83	7.41	3.65
U	0.22	0.26	0.11	0.16	0.22	0.17	0.15	0.30	0.45
Th	0.72	1.01	0.51	0.63	0.38	0.67	0.44	0.82	1.34
Tierras raras (ppm)									
La	7.25	16.19	5.94	6.45	6.81	6.59	8.09	8.61	14.03
Ce	17.91	41.80	15.58	16.10	19.52	16.54	21.82	22.92	36.40
Pr	2.51	5.54	2.27	2.23	2.95	2.35	3.28	3.15	4.59
Nd	11.96	25.06	10.59	10.66	14.89	11.06	16.03	15.32	21.95
Sm	3.34	6.04	3.12	3.15	4.47	3.23	4.69	4.14	5.44
Eu	0.96	1.55	0.88	0.93	1.16	1.06	1.34	1.17	1.30
Gd	3.70	6.09	3.55	3.70	4.55	3.58	5.74	4.63	5.09
Tb	0.59	0.96	0.60	0.61	0.75	0.62	0.95	0.71	0.74
Dy	3.62	5.89	3.92	3.58	4.91	3.67	6.18	4.65	5.14
Ho	0.75	1.20	0.82	0.72	1.03	0.71	1.25	0.96	1.01
Er	1.92	3.25	2.21	1.93	2.70	1.86	3.37	2.46	2.77
Tm	0.27	0.45	0.32	0.26	0.39	0.26	0.46	0.35	0.38
Yb	1.76	2.86	1.96	1.65	2.44	1.55	2.80	2.11	2.37
Lu	0.24	0.39	0.28	0.22	0.32	0.22	0.38	0.30	0.32

APENDICE I - ANALISIS DE ROCA TOTAL Y COMPOSICION NORMATIVA. (ELEMENTOS MAYORES,
TRAZAS Y REE)

Referencia	CC-11	CC-2	CC-12	CC-6	CEC-4	CC-5	LUB-13	JFM-169	LUB-12
Localidad	Cóbdar	Cóbdar	Cóbdar	Cóbdar	Cóbdar	Cóbdar	Lubrín	Lubrín	Lubrín
Elementos mayores									
(% en peso)									
SiO ₂	48.53	44.66	45.82	46.20	46.48	46.58	48.22	48.36	48.45
TiO ₂	1.70	1.17	1.15	1.33	1.41	1.37	2.05	2.00	2.17
Al ₂ O ₃	16.59	12.91	14.61	14.31	14.90	15.06	14.62	14.61	15.32
Fe ₂ O _{3t}	10.33	11.56	11.30	11.53	11.50	11.18	5.73	8.24	5.63
MnO	0.13	0.15	0.16	0.17	0.17	0.15	0.03	0.12	0.01
MgO	7.24	17.41	15.62	13.97	12.47	13.45	9.67	10.22	9.41
CaO	9.76	7.06	7.84	8.22	8.26	8.33	8.56	9.74	8.46
Na ₂ O	3.69	2.37	2.44	2.71	3.04	2.98	5.57	4.62	5.19
K ₂ O	0.45	0.42	0.37	0.53	0.57	0.46	0.24	0.27	0.25
P ₂ O ₅	0.19	0.17	0.17	0.20	0.20	0.17	0.13	0.15	0.12
Pc	1.61	1.29	0.20	1.04	0.89	0.72	1.35	1.67	1.81
Total	100.23	99.17	99.68	100.21	99.89	100.45	96.17	100.00	96.82
nmg	0.61	0.77	0.76	0.73	0.71	0.73	0.79	0.74	0.79
Norma CIPW									
Q		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NE		0.34	0.00	0.59	1.39	1.48	9.16	6.95	6.34
CCR		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
HYP		0.00	0.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
OLI		21.52	18.60	16.45	14.68	15.58	6.24	7.99	6.27
Elementos traza (ppm)									
Li	20.16	12.26	8.03	16.48	13.45	9.53	94.60	97.40	104.59
Rb	4.41	6.04	5.69	9.86	8.66	6.84	0.84	1.35	1.77
Os	0.15	0.49	0.36	1.14	0.88	0.55	0.06	0.08	0.09
Be	0.82	0.58	0.63	0.77	0.88	0.75	1.98	1.38	1.61
Sr(ICP)	328	246	276	285	304	281	154	308	176
Ba	19.30	36.38	34.97	53.78	65.91	36.30	10.31	13.77	14.02
Sc	36.36	30.80	31.14	35.43	34.69	33.66	35.14	57.99	34.53
V	182	134	132	155	157	154	170	228	209
Cr	235	952	727	649	417	611	374	464	389
Co	82.39	106.33	105.04	98.65	79.83	81.05	30.60	30.71	33.16
Ni	119	585	451	389	301	374	127	187	165
Cu	27.24	108.94	103.51	97.76	107.14	91.46	9.16	16.19	10.32
Zn	91.80	141.49	165.95	152.52	161.07	130.27	33.07	32.75	35.71
Ga	18.43	13.84	14.35	15.35	16.14	15.57	19.19	23.46	21.44
Y	20.63	17.58	17.05	21.11	21.55	19.14	29.92	34.06	20.58
Nb	8.31	6.99	6.94	9.22	9.33	7.85	14.26	11.04	15.51
Ta	0.76	0.66	0.71	1.03	0.87	0.78	2.33	1.19	1.90
Zr	100.00	94.00	86.00	106.00	119.00	106.00	115.00	122.00	114.00
Hf	0.27	1.68	1.63	1.97	2.08	1.78	0.55	1.52	0.54
Mo	0.31	0.86	0.79	0.97	1.07	0.85	0.23	1.06	0.17
Sn	2.02	2.32	2.49	2.36	2.10	2.15	1.34	1.86	1.94
Tl	0.02	0.04	0.05	0.09	0.05	0.03	0.02	0.01	0.02
Pb	3.08	5.32	4.41	4.74	7.28	3.21	4.32	0.00	3.48
U	0.19	0.24	0.21	0.24	0.25	0.22	4.69	1.47	0.25
Th	0.66	0.71	0.68	0.87	0.84	0.75	1.54	1.03	1.22
Tierras raras (ppm)									
La	7.41	6.34	6.25	7.93	8.19	6.96	22.38	11.98	4.57
Ce	18.36	16.17	16.11	20.18	21.26	17.90	44.34	28.84	13.28
Pr	2.60	2.20	2.19	2.85	2.92	2.44	5.81	4.15	2.28
Nd	12.15	10.68	10.49	13.37	13.93	11.63	25.74	19.98	11.39
Sm	3.59	2.96	2.79	3.52	3.63	3.05	6.90	5.89	3.45
Eu	1.03	0.78	0.82	0.96	1.00	0.92	1.66	2.23	0.86
Gd	3.89	3.13	2.90	3.80	4.27	3.43	8.22	6.06	4.14
Tb	0.66	0.49	0.47	0.64	0.68	0.58	1.16	1.08	0.69
Dy	3.90	3.15	3.12	3.82	3.97	3.46	6.52	6.31	3.90
Ho	0.80	0.66	0.65	0.80	0.82	0.72	1.17	1.30	0.81
Er	2.00	1.83	1.78	2.17	2.26	1.99	3.18	3.09	2.28
Tm	0.29	0.27	0.25	0.33	0.32	0.29	0.40	0.45	0.33
Yb	1.74	1.63	1.56	2.03	2.05	1.75	2.33	2.36	1.95
Lu	0.23	0.24	0.23	0.28	0.28	0.26	0.30	0.31	0.26

APENDICE I - ANALISIS DE ROCA TOTAL Y COMPOSICION NORMATIVA. (ELEMENTOS MAYORES, TRAZAS Y REE)

Referencia Localidad	LUB-15 Lubrín	JFM-166 Lubrín	JFM-166 Lubrín	LUB-14 Lubrín	LUB-1 Lubrín	LUB-6BIS Lubrín	JFM-173 Lubrín	JFM-158 Lubrín	CR-14 Lubrín
Elementos mayores (% en peso)									
SiO ₂	48.54	49.38	49.82	49.92	47.65	48.51	49.13	49.87	46.74
TiO ₂	2.17	1.94	1.98	2.10	2.48	1.25	1.83	1.35	2.00
Al ₂ O ₃	14.91	15.65	14.94	15.70	15.99	17.41	14.83	16.70	16.16
Fe ₂ O _{3t}	12.23	6.54	6.38	6.30	10.90	9.27	11.91	9.87	9.73
MnO	0.22	0.11	0.11	0.03	0.13	0.09	0.21	0.16	0.11
MgO	6.42	10.54	10.90	8.98	5.95	8.27	6.72	6.79	8.58
CaO	7.92	8.80	9.11	9.13	9.08	9.46	9.90	9.05	7.48
Na ₂ O	3.71	4.86	4.69	5.19	4.07	3.36	3.67	4.24	3.33
K ₂ O	0.79	0.24	0.18	0.21	0.83	0.65	0.74	0.44	1.45
P ₂ O ₅	0.32	0.16	0.19	0.21	0.16	0.13	0.31	0.18	0.40
Pc	0.92	1.78	1.70	2.11	1.39	1.69	0.75	1.32	3.44
Total	98.15	100.00	100.00	99.88	98.63	100.09	100.00	99.97	99.42
nmg	0.54	0.79	0.80	0.76	0.55	0.67	0.56	0.61	0.67
Norma CIPW									
Q	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NE	0.00	5.24	4.03	5.39	2.85	0.26	0.60	0.91	0.66
CCR	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
HYP	2.45	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
OLI	5.78	7.88	7.74	5.91	6.18	8.87	7.10	7.20	9.60
Elementos traza (ppm)									
Li	44.64	109.14	71.53	65.51	55.96	34.34	36.91	25.54	24.05
Rb	13.95	1.55	0.73	0.74	19.39	13.79	11.92	7.27	16.06
Cs	0.83	0.09	0.07	0.09	0.75	0.56	0.47	0.63	0.53
Be	1.89	1.74	1.65	1.45	1.20	0.74	1.38	1.11	1.98
Sr(ICP)	280	188	277	237	510	330	218	360	401
Ba	94.43	12.27	7.16	8.48	65.48	41.81	92.93	44.37	125.22
Sc	36.85	55.94	61.19	38.81	42.03	31.95	61.21	60.90	38.57
V	202	219	233	223	444	163	293	263	223
Cr	263	398	460	387	97	347	318	129	226
Co	67.74	54.95	20.35	28.26	57.62	55.63	34.78	25.99	40.80
Ni	147	187	169	176	46	180	61	44	143
Cu	20.81	14.82	15.62	10.59	13.02	132.56	19.61	21.80	13.67
Zn	58.82	33.27	40.14	32.75	38.90	41.13	44.14	45.20	52.07
Ga	24.15	22.01	22.90	21.89	20.34	18.52	20.26	20.55	16.62
Y	30.32	21.73	26.40	21.29	19.28	12.13	23.17	19.47	22.35
Nb	16.99	10.74	11.60	18.26	13.01	7.42	10.65	6.75	27.37
Ta	2.54	1.33	1.21	4.66	26.35	1.15	1.22	0.87	3.15
Zr		121.00	131.00			72.00	131.00	99.00	
Hf	0.66	0.96	1.42	0.77	0.52	0.38	0.85	0.59	0.42
Mo	0.72	0.24	0.74	0.07	0.48	0.18	1.57	0.84	0.58
Sn	1.62	3.08	3.09	2.18	1.32	0.58	2.13	1.37	1.44
Tl	0.07	0.01	-1.00	0.02	0.10	0.05	0.05	0.04	0.07
Pb	1.33	0.00	0.00	0.18	1.28	2.36	0.00	0.00	0.28
U	0.26	0.33	0.53	0.31	0.09	0.07	0.13	0.13	0.32
Th	1.25	1.12	1.52	0.89	0.70	0.43	0.64	0.53	1.00
Tierras raras (ppm)									
La	15.51	5.15	7.55	7.59	7.67	5.17	8.89	7.23	15.62
Ce	36.20	15.02	21.59	18.86	18.04	12.10	21.40	17.18	35.01
Pr	5.00	2.48	3.52	2.88	2.55	1.73	3.04	2.51	4.53
Nd	23.37	12.25	17.06	14.08	12.26	8.04	13.92	11.88	19.45
Sm	6.37	3.47	5.01	4.05	3.35	2.27	3.89	3.27	4.54
Eu	2.10	0.96	1.39	1.29	1.29	1.01	1.39	1.33	1.48
Gd	7.67	3.62	4.95	4.98	4.38	2.97	3.93	3.62	5.57
Tb	1.12	0.64	0.85	0.78	0.71	0.45	0.68	0.60	0.84
Dy	6.22	3.84	5.12	4.25	4.09	2.53	4.25	3.59	4.55
Ho	1.19	0.83	1.02	0.84	0.77	0.49	0.91	0.74	0.89
Er	3.22	2.19	2.52	2.45	2.12	1.26	2.24	1.91	2.48
Tm	0.42	0.35	0.37	0.31	0.28	0.18	0.34	0.28	0.32
Yb	2.49	1.99	2.00	1.86	1.70	1.07	1.81	1.59	1.81
Lu	0.36	0.26	0.27	0.25	0.23	0.15	0.27	0.23	0.22

APENDICE I - ANALISIS DE ROCA TOTAL Y COMPOSICION NORMATIVA. (ELEMENTOS MAYORES,
TRAZAS Y REE)

Referencia Localidad	LUB-8 Lubrín	JFM-110 Lubrín	CR-10 C. Raimundos	JFM-100 C. Raimundos	CR-1BIS C. Raimundos	JFM-100 C. Raimundos	JFM-103 C. Raimundos	CR-7 C. Raimundos	BMÑ92 B. Muñoz
Elementos mayores (% en peso)									
SiO ₂	49.54	50.34	50.52	50.93	50.99	51.06	51.98	52.48	35.81
TiO ₂	2.23	0.53	0.95	0.73	0.96	0.78	1.51	1.26	1.39
Al ₂ O ₃	15.74	14.89	13.24	13.68	14.19	13.73	11.96	14.31	10.74
Fe ₂ O _{3t}	10.99	10.35	10.75	9.46	10.49	9.37	14.66	11.41	38.39
MnO	0.17	0.19	0.14	0.17	0.14	0.17	0.18	0.19	0.25
MgO	5.22	8.74	7.79	10.08	7.29	9.57	5.90	5.89	6.41
CaO	9.11	10.20	10.24	11.08	9.82	11.31	8.83	9.06	4.21
Na ₂ O	3.81	1.98	1.71	1.76	2.23	1.74	3.47	2.77	2.41
K ₂ O	0.51	0.27	0.59	0.26	0.50	0.25	0.14	0.41	0.05
P ₂ O ₅	0.22	0.06	0.13	0.09	0.10	0.09	0.19	0.14	0.36
Pc	1.19	2.44	1.31	1.75	1.19	1.92	1.18	0.98	0.00
Total	98.73	99.99	97.37	99.99	97.90	99.99	100.00	98.90	100.02
nmg	0.52	0.66	0.62	0.71	0.61	0.70	0.48	0.54	0.28
Norma CIPW									
Q	0.00	0.32	1.05	0.38	0.76	0.58	1.66	1.09	0.00
NE	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.97
CCR	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
HYP	2.95	11.64	10.16	11.48	9.31	10.71	7.09	8.21	0.00
OLI	2.87	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	35.28
Elementos traza (ppm)									
Li	29.35	35.58	18.80	18.43	21.47	17.10	34.39	23.36	10.68
Fb	9.63	7.34	19.78	8.11	18.42	7.90	2.03	13.44	0.41
Os	0.37	0.46	1.07	0.56	1.58	0.66	0.39	1.08	0.15
Be	1.39	0.70	0.69	0.61	0.78	0.51	1.49	1.00	0.47
Sr(ICP)	271	186	195	212	208	213	306	190	13
Ba	58.51	44.04	111.75	64.81	101.64	53.25	12.83	80.87	0.91
Sc	41.74	65.65	53.63	65.24	50.68	49.36	52.49	46.89	54.53
V	258	245	281	256	266	249	468	304	370
Cr	187	386	411	625	90	543	84	115	432
Co	70.26	37.85	70.00	33.19	78.69	68.01	32.35	63.65	52.14
Ni	65	96	91	99	77	90	39	56	36
Cu	133.72	41.09	26.05	37.97	38.80	44.71	48.52	35.42	350.23
Zn	63.61	59.91	72.18	66.04	93.83	60.83	96.71	78.60	90.27
Ga	23.05	16.59	15.64	15.83	17.26	16.04	22.34	18.97	16.08
Y	21.92	14.10	19.05	16.01	17.87	16.06	32.75	23.96	29.29
Nb	14.62	3.14	6.17	4.42	6.10	4.65	8.56	9.28	6.35
Ta	2.18	0.61	1.52	0.81	0.95	1.15	1.15	1.59	1.10
Zr		54.00		79.00	75.00	69.00	143.00		97.00
Hf	0.22	0.41	0.28	0.53	0.16	0.42	0.70	0.28	0.29
Mo	0.82	0.87	0.16	0.94	0.12	0.27	1.27	0.29	3.37
Sn	1.58	0.91	0.63	1.47	0.57	1.25	1.82	1.02	2.51
Tl	0.04	0.03	0.08	0.04	0.09	0.03	0.02	0.13	0.01
Pb	1.81	0.00	1.67	0.00	4.06	0.00	0.00	1.65	0.00
U	0.08	0.19	0.24	0.26	0.23	0.26	0.66	0.45	0.19
Th	0.75	0.90	1.56	1.53	1.48	1.46	3.03	2.24	0.52
Tierras raras (ppm)									
La	10.00	5.68	8.90	8.00	8.63	7.90	18.65	13.19	4.97
Ce	22.96	12.38	19.83	17.75	19.17	16.94	40.37	28.10	13.16
Pr	3.20	1.67	2.64	2.30	2.50	2.28	5.27	3.62	1.83
Nd	14.95	7.20	11.75	9.87	11.25	9.77	22.41	16.17	8.62
Sm	4.22	1.97	3.07	2.77	2.71	2.53	5.82	3.92	2.68
Eu	1.68	0.79	0.98	0.88	1.08	0.87	1.82	1.37	1.05
Gd	5.41	2.09	3.83	2.53	3.74	2.63	5.57	4.91	3.91
Tb	0.82	0.37	0.63	0.48	0.59	0.46	1.02	0.83	0.91
Dy	4.63	2.48	3.72	2.77	3.56	2.88	5.73	4.55	5.56
Ho	0.87	0.53	0.73	0.62	0.68	0.62	1.25	0.93	1.07
Er	2.33	1.36	2.17	1.63	1.96	1.63	3.26	2.71	2.56
Tm	0.30	0.23	0.31	0.27	0.28	0.27	0.51	0.37	0.39
Yb	1.81	1.30	1.84	1.51	1.75	1.57	2.75	2.30	2.26
Lu	0.26	0.18	0.28	0.22	0.26	0.23	0.41	0.35	0.32

APENDICE I - ANALISIS DE ROCA TOTAL Y COMPOSICION NORMATIVA. (ELEMENTOS MAYORES, TRAZAS Y REE)

Referencia Localidad	BMÑ99 B. Muñoz	BMÑ292 B. Muñoz	BMÑ17 B. Muñoz	BMÑ16 B. Muñoz	BMÑ94 B. Muñoz	JBMÑ18 B. Muñoz	JBMÑ26 B. Muñoz	BMÑ22 B. Muñoz	BMÑ28 B. Muñoz
Elementos mayores (% en peso)									
SiO ₂	44.61	45.08	45.30	45.38	45.95	46.00	46.58	47.13	47.42
TiO ₂	1.24	1.55	1.45	1.13	2.20	3.36	2.78	2.80	2.75
Al ₂ O ₃	13.65	15.60	15.85	16.38	14.98	16.23	15.45	16.60	15.62
Fe ₂ O _{3t}	10.97	20.21	16.31	18.22	13.99	12.25	12.87	11.08	13.95
MnO	0.20	0.11	0.12	0.17	0.21	0.25	0.10	0.19	0.08
MgO	8.31	7.70	7.45	7.16	8.82	4.47	8.76	6.19	7.22
CaO	13.44	2.58	5.73	5.98	7.84	9.50	4.94	7.79	3.51
Na ₂ O	3.09	5.05	4.44	3.98	3.17	4.36	4.42	4.44	5.34
K ₂ O	0.20	0.10	0.28	0.25	0.94	0.22	0.12	0.34	0.11
P ₂ O ₅	0.16	0.25	0.15	0.18	0.38	0.37	0.46	0.84	0.37
Pc	4.13	1.78	1.85	1.16	1.51	2.54	2.55	1.52	2.25
Total	100.00	100.01	98.93	99.99	99.99	99.55	99.03	98.92	98.62
nmg	0.63	0.46	0.51	0.47	0.59	0.45	0.61	0.56	0.54
Norma CIPW									
Q		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NE		0.80	4.01	1.28	0.48	3.25	0.00	0.29	0.00
CCR		0.97	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.37
HYP		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.21	0.00	1.10
OLI		16.95	13.91	15.80	12.14	5.22	10.24	7.73	10.16
Elementos traza (ppm)									
Li	28.10	18.57	19.23	15.13	42.70	20.04	7.46	15.69	17.77
Fb	1.60	0.67	1.19	1.40	18.60	0.98	1.32	2.19	0.66
Os	0.18	0.17	0.08	0.13	1.11	0.05	0.08	0.05	0.08
Be	0.67	1.24	0.94	1.04	1.99	1.55	1.57	2.14	1.61
Sr(ICP)	323	83	132	124	93	329	88	317	180
Ba	2.08	6.74	16.92	12.91	36.35	17.66	7.11	22.11	11.18
Sc	45.96	61.03	40.87	60.13	59.93	46.17	43.66	47.36	51.28
V	233	303	207	208	324	395	316	287	323
Cr	283	305	377	544	200	73	84	113	70
Co	47.64	32.39	45.94	24.57	35.82	68.22	43.02	48.38	36.42
Ni	70	50	138	139	58	29	34	33	37
Cu	82.11	495.54	193.82	105.35	20.17	104.03	308.14	65.12	97.64
Zn	60.34	118.74	74.28	80.73	98.32	190.97	239.69	137.52	53.23
Ga	19.61	20.55	18.60	17.80	19.56	25.66	23.16	22.83	21.98
Y	25.61	18.61	21.21	23.95	41.11	49.06	29.49	50.79	25.99
Nb	2.96	9.51	5.52	3.23	8.82	32.32	21.96	31.53	11.87
Ta	1.33	1.15	2.76	0.52	1.18	3.49	2.51	3.48	1.41
Zr	94.00	138.00	96.00	79.00	246.00				
Hf	0.37	0.32	0.27	0.41	0.82	0.27	0.27	0.29	0.18
Mo	0.82	1.55	0.05	1.26	1.34	1.61	0.29	0.74	0.33
Sn	1.64	2.19	0.88	1.01	3.30	2.45	2.12	2.60	1.85
Tl	0.02	-1.00	0.03	0.02	0.08	0.03	0.02	0.02	0.02
Pb	0.00	0.00	1.39	0.00	0.00	13.06	4.03	1.68	0.38
U	0.26	0.29	0.26	0.49	0.25	0.42	0.52	0.53	0.21
Th	0.16	0.70	0.46	0.33	0.66	1.28	1.59	1.41	0.72
Tierras raras (ppm)									
La	3.78	9.97	5.90	4.28	9.23	20.98	22.97	20.99	13.87
Ce	10.97	26.37	14.21	10.03	27.33	51.46	53.65	51.42	37.00
Pr	1.77	3.63	2.11	1.54	4.05	7.34	7.38	7.19	5.49
Nd	8.96	17.30	10.35	7.37	19.59	33.98	32.03	33.20	26.39
Sm	2.86	4.61	2.95	2.29	5.74	8.87	7.74	8.64	7.36
Eu	1.14	1.47	1.07	0.99	1.69	2.78	2.47	2.61	2.30
Gd	3.12	3.97	4.28	2.82	5.74	11.04	9.20	10.74	8.78
Tb	0.62	0.52	0.70	0.60	1.08	1.64	1.25	1.63	1.17
Dy	4.02	2.99	4.35	3.82	6.86	9.50	6.73	9.69	6.11
Ho	0.96	0.73	0.85	0.90	1.58	1.88	1.18	1.97	1.05
Er	2.61	2.19	2.45	2.43	4.31	5.46	3.27	5.64	2.99
Tm	0.47	0.38	0.35	0.40	0.75	0.77	0.42	0.75	0.42
Yb	2.80	2.24	2.09	2.24	4.31	5.01	2.51	4.82	2.81
Lu	0.43	0.34	0.30	0.34	0.63	0.71	0.34	0.70	0.40

APENDICE I - ANALISIS DE ROCA TOTAL Y COMPOSICION NORMATIVA. (ELEMENTOS MAYORES,
TRAZAS Y REE)

Referencia Localidad	BMÑ12 B. Muñoz	CAM-7-CMT Camarate	BMÑ27 B. Muñoz	LUG11-LRT Lugros	BMÑ-230 B. Muñoz	BMÑ-219 B. Muñoz	LUG8-LRT Lugros	LUG10-LRT Lugros	BMÑ-214 B. Muñoz
Elementos mayores (% en peso)									
SiO ₂	47.60	47.89	48.07	48.65	48.72	49.07	49.08	49.90	50.15
TiO ₂	2.53	2.42	1.14	1.37	2.14	3.01	1.59	1.24	2.07
Al ₂ O ₃	14.35	14.32	20.32	14.97	17.18	12.95	14.51	15.28	14.47
Fe ₂ O _{3t}	12.25	13.58	11.23	11.98	12.99	14.49	11.37	8.99	12.72
MnO	0.16	0.17	0.18	0.17	0.19	0.21	0.16	0.15	0.21
MgO	5.28	6.28	7.10	8.08	6.31	5.83	8.59	8.95	6.55
CaO	10.45	8.17	5.16	8.90	5.46	9.25	9.10	8.84	7.07
Na ₂ O	2.55	4.64	4.15	4.35	4.70	3.88	4.04	4.60	4.97
K ₂ O	0.21	0.25	0.21	0.21	0.16	0.21	0.20	0.19	0.19
P ₂ O ₅	0.29	0.41	0.23	0.17	0.65	0.60	0.14	0.21	0.44
Pc	1.21	1.88	2.20	1.15	1.49	0.49	1.21	1.63	1.17
Total	96.88	100.01	99.99	100.00	99.99	99.99	99.99	99.98	100.01
nmg	0.50	0.51	0.59	0.61	0.53	0.48	0.63	0.69	0.54
Norma CIPW									
Q	0.43	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NE	0.00	2.15	0.00	2.94	0.00	0.00	1.07	2.58	0.00
CCR	0.00	0.00	1.47	0.00	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00
HYP	6.62	0.00	6.01	0.00	3.95	3.60	0.00	0.00	0.41
OLI	0.00	8.00	5.48	9.28	6.60	3.41	9.00	8.26	7.78
Elementos traza (ppm)									
Li	32.14	40.29	16.83	29.03	13.16	11.18	27.56	19.09	29.82
Rb	0.85	2.23	1.01	0.05	0.74	0.89	0.34	0.00	0.95
Cs	0.07	0.00	0.07	0.00	0.06	0.03	0.00	0.00	0.11
Be	1.95	1.63	1.96	0.63	2.05	2.36	0.95	0.81	1.81
Sr(ICP)	207	236	317	275	210	284	450	352	260
Ba	2.42	0.00	24.24	10.62	11.57	2.95	91.00	0.00	1.30
Sc	52.94	38.62	57.50	35.65	58.10	51.34	38.85	39.10	42.45
V	315	313	247	222	360	380	195	221	343
Cr	41	44	209	247	67	6	244	268	79
Co	87.99	58.54	39.98	80.62	32.12	51.39	90.78	70.11	34.89
Ni	46	47	98	57	27	17	37	81	27
Cu	42.70	17.21	49.16	17.15	35.65	108.78	11.31	4.87	66.02
Zn	155.44	53.73	107.02	40.61	156.46	101.78	96.81	29.17	118.61
Ga	17.96	19.92	19.26	19.79	24.19	23.46	21.78	17.29	21.40
Y	43.60	39.38	23.20	26.93	45.75	52.01	30.30	28.10	41.92
Nb	9.59	21.21	4.78	4.90	19.93	18.20	4.73	1.26	13.22
Ta	1.25	1.41	0.62	0.19	1.79	1.92	0.25	0.00	1.68
Zr	197.00	214.69	150.00	82.34	308.00	278.00	103.08	125.23	240.00
Hf	0.23	0.49	0.35	0.42	0.45	0.71	0.56	0.28	0.47
Mo	0.12	0.42	0.62	0.29	0.99	2.07	0.47	0.12	0.92
Sn	1.61	2.30	1.76	1.17	3.38	3.67	1.36	1.40	2.83
Tl	0.02	0.00	0.01	0.00	-1.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Pb	2.32	5.40	0.00	3.60	0.00	0.00	5.11	4.19	0.00
U	0.21	0.50	0.17	0.24	0.78	0.67	0.14	0.21	0.38
Th	0.74	2.81	0.48	1.95	2.19	1.03	2.21	2.08	1.03
Tierras raras (ppm)									
La	12.16	18.50	9.28	9.51	24.18	16.88	6.44	8.92	15.41
Ce	30.87	41.52	23.66	20.23	55.16	43.30	14.72	20.85	38.38
Pr	4.69	5.83	3.37	3.24	7.41	6.24	2.33	3.11	5.36
Nd	23.17	25.66	15.56	15.51	32.11	28.84	11.60	14.39	25.18
Sm	6.50	6.30	3.99	4.90	7.81	7.83	3.82	4.38	6.58
Eu	2.29	2.11	1.40	1.96	2.52	2.67	1.43	1.74	2.20
Gd	8.57	5.84	4.18	5.76	7.75	8.11	4.62	5.11	6.64
Tb	1.36	0.98	0.72	0.84	1.32	1.50	0.76	0.81	1.17
Dy	8.26	6.68	4.23	5.27	7.91	9.10	5.48	5.07	7.05
Ho	1.67	1.44	0.90	1.03	1.72	1.97	1.10	1.02	1.57
Er	4.94	3.75	2.22	2.67	4.62	5.23	2.79	2.62	4.33
Tm	0.66	0.56	0.36	0.38	0.72	0.85	0.41	0.39	0.73
Yb	4.18	3.32	2.08	2.37	3.99	5.00	2.47	2.50	4.30
Lu	0.61	0.46	0.29	0.34	0.55	0.72	0.35	0.35	0.64

APENDICE I - ANALISIS DE ROCA TOTAL Y COMPOSICION NORMATIVA. (ELEMENTOS MAYORES, TRAZAS Y REE)

Referencia	BMÑ-95
Localidad	B. Muñoz
Elementos mayores	
(% en peso)	
SiO ₂	50.55
TiO ₂	2.13
Al ₂ O ₃	12.87
Fe ₂ O _{3t}	12.30
MnO	0.17
MgO	6.82
CaO	9.97
Na ₂ O	2.40
K ₂ O	0.60
P ₂ O ₅	0.44
Pc	1.75
Total	100.00
nmg	0.56
Norma CIPW	
Q	
NE	
CCR	
HYP	
OLI	
Elementos traza (ppm)	
Li	30.60
Rb	9.89
Cs	0.59
Be	1.95
Sr(ICP)	235
Ba	18.15
Sc	64.67
V	311
Cr	167
Co	31.98
Ni	32
Cu	29.86
Zn	112.52
Ga	23.42
Y	48.52
Nb	7.14
Ta	0.85
Zr	244.00
Hf	0.53
Mo	0.92
Sn	3.07
Tl	0.04
Pb	0.00
U	0.31
Th	0.62
Tierras raras (ppm)	
La	12.51
Ce	32.87
Pr	5.01
Nd	24.01
Sm	6.75
Eu	2.26
Gd	7.27
Tb	1.34
Dy	8.17
Ho	1.84
Er	4.79
Tm	0.75
Yb	4.15
Lu	0.57

APENDICE 2: QUIMISMO MINERAL

Apéndice 2A: Análisis de anfíboles normalizados a 24 (O+OH). Los contenidos en Fe^{+3} y Fe^{+2} se estimaron en anfíboles cálcicos, sodo-cálcicos, y alcalinos de tipo glaucofánico por balance de cargas asumiendo un total de 13 posiciones tetraédricas y octaédricas (M1, M2, M3) ocupadas, excluyendo Ca, Na y K (13-NKC). En los anfíboles crossíticos el cálculo se efectuó considerando 15 posiciones traédricas y octaédricas (M1, M2, M3, M4) llenas excluyendo el K (15-K).

Apéndice 2B: Análisis de granates normalizados a 12 oxígenos considerando todo el Fe como Fe^{+2} .

Apéndice 2C: Análisis piroxenos normalizados a 6 oxígenos, con el contenido en Fe^{+3} calculado según la relación estequiométrica $\text{Fe}^{+3} = \text{Na} - \text{Al}^{\text{VI}}$

Apéndice 2D: Análisis de epidota normalizaos a 12.5 oxígenos considerando todo el Fe como Fe^{+3} .

Apéndice 2E: Análisis de moscovitas fengíticas normalizadas a 11 oxígenos con la estimación de Fe^{+3} y Fe^{+2} siguiendo las indicaciones de Laird y Albee (1981)

Apéndice 2F: Análisis de paragonita normalizados a 11 oxígenos, considerando todo el Fe como Fe^{+2} .

Apéndice 2G: Análisis de titanita normalizada a 3 cationes, asumiendo el Fe como Fe^{+3} , siguiendo las indicaciones de Franz y Spear, (1985).

Apéndice 2H: Análisis feldespato normalizados a 8 oxígenos.

Apéndice 2I: Análisis de biotita normalizados a 11 oxígenos, considerando todo el Fe como Fe^{+2} .

Apéndice 2J: Análisis de cloritas normalizadas a 14 oxígenos, considerando todo el Fe como Fe^{+2} .

Apéndice 2K: Análisis de ilmenitas y magnetitas noramlizadas a 2 y 3 cationes, respectivamente, con la estimación de Fe^{+3} y Fe^{+2} por balance de cargas.

APENDICE 2A - ANFIBOLES

Referencia	BMÑ95S11	BMÑ95S18	BMÑ95S2	BMÑ19S4	BMÑ19S42	BMÑ19S50	BMÑ19S52	BMÑ19S61	BMÑ19S9	BMÑ171	BMÑ1712	BMÑ1713
Asociación	Ab-Olg	Ab-Olg	Ab-Olg	Ab-Pg	Ab-Pg	Ab-Pg	Ab-Pg	Ab-Pg	Ab-Pg	Bar-Pg	Bar-Pg	Bar-Pg
Mineral	Bar	Bar	Bar	Bar	Bar	Bar	Bar	Mg-Hornb.	Bar	Bar	Mg-Katoph.	Mg-Taram.
SiO2	46.83	46.16	46.02	44.65	46.53	46.76	46.41	46.05	46.66	44.68	43.94	44.07
TiO2	0.54	0.64	0.63	0.70	0.51	0.90	0.56	0.48	0.24	0.55	0.51	0.48
Al2O3	12.68	12.45	13.23	13.24	12.72	12.72	12.91	12.88	12.19	13.30	14.20	14.40
Fe2O3	4.36	5.20	4.03	6.26	4.76	4.23	5.15	6.07	5.28	9.00	7.71	7.86
FeO	9.92	10.07	10.25	10.85	10.59	11.79	10.19	10.13	10.61	10.83	11.17	10.91
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.06	0.03
MgO	10.66	10.28	10.47	9.14	9.89	9.39	9.88	9.87	10.09	7.59	7.79	7.85
CaO	8.28	8.40	8.03	8.05	7.72	8.08	7.88	8.69	8.02	6.20	6.56	6.37
Na2O	3.63	3.36	4.14	3.77	3.90	3.52	3.64	2.98	3.82	4.69	4.90	5.08
K2O	0.34	0.40	0.42	0.34	0.42	0.37	0.39	0.39	0.34	0.32	0.34	0.34
Total	97.23	96.96	97.22	97.00	97.04	97.77	97.00	97.54	97.25	97.26	97.18	97.38
Si	6.792	6.744	6.700	6.583	6.790	6.793	6.767	6.701	6.809	6.595	6.500	6.494
Al(IV)	1.208	1.256	1.300	1.417	1.210	1.207	1.233	1.299	1.191	1.405	1.500	1.506
Ti	0.059	0.070	0.069	0.078	0.056	0.099	0.062	0.052	0.026	0.061	0.057	0.053
Al(VI)	0.959	0.889	0.969	0.883	0.978	0.972	0.984	0.909	0.905	0.909	0.975	0.995
Fe3	0.476	0.571	0.442	0.694	0.522	0.462	0.565	0.665	0.580	1.000	0.858	0.871
Fe2	1.203	1.230	1.247	1.337	1.292	1.433	1.242	1.233	1.295	1.337	1.381	1.344
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.011	0.008	0.004
Mg	2.304	2.240	2.272	2.009	2.151	2.035	2.148	2.141	2.194	1.670	1.717	1.724
M1/2/3	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	4.989	4.996	4.992
Ca	1.287	1.315	1.252	1.272	1.208	1.258	1.231	1.354	1.254	0.981	1.040	1.005
NaM4	0.713	0.685	0.748	0.728	0.792	0.742	0.769	0.646	0.746	1.030	0.964	1.003
M2	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.011	2.004	2.008
NaA	0.307	0.266	0.420	0.350	0.312	0.249	0.258	0.194	0.336	0.311	0.441	0.448
K	0.062	0.075	0.078	0.064	0.079	0.069	0.072	0.072	0.064	0.061	0.065	0.065
A	0.369	0.341	0.498	0.414	0.390	0.318	0.330	0.266	0.400	0.371	0.506	0.512

APENDICE 2A - ANFIBOLES

Referencia	BMÑ1717	BMÑ1718	BMÑ1722	BMÑ1725	BMÑ1727	BMÑ1728	BMÑ1732	BMÑ1735	BMÑ1736	BMÑ92H72	BMÑ92H73	BMÑ92H77	BMÑ92H78
Asociación	Bar-Pg	Bar-Pg	Bar-Pg	Bar-Pg	Bar-Pg	Bar-Pg	Bar-Pg	Bar-Pg	Bar-Pg	Cros-Pg	Cros-Pg	Cros-Pg	Cros-Pg
Mineral	Bar	Bar	Bar	Bar	Bar	Bar	Bar	Bar	Bar	Cros	Cros	Cros	Cros
SiO2	44.80	44.64	45.40	44.97	44.65	44.35	45.17	44.19	44.29	54.05	53.52	52.49	52.00
TiO2	0.34	0.48	0.46	0.53	0.57	0.57	0.52	0.55	0.51	0.06	0.07	0.08	0.11
Al2O3	13.59	13.46	13.08	13.58	14.01	13.84	13.67	13.65	13.57	8.34	8.39	9.03	9.82
Fe2O3	7.09	8.23	7.38	8.02	7.28	7.69	7.93	8.10	7.82	7.97	8.31	9.24	9.37
FeO	11.42	10.67	11.01	10.33	11.43	10.97	11.05	10.77	10.71	9.83	9.35	9.57	9.48
MnO	0.06	0.09	0.10	0.08	0.05	0.03	0.07	0.06	0.06	0.02	0.04	0.04	0.07
MgO	7.99	8.17	8.42	8.18	7.88	8.00	8.07	8.11	8.29	8.85	8.94	8.51	8.24
CaO	6.57	6.76	6.80	6.24	6.56	6.55	6.64	6.67	6.71	1.71	1.88	2.66	2.89
Na2O	4.84	4.54	4.58	4.82	4.87	4.83	4.70	4.76	4.76	6.15	6.05	5.69	5.63
K2O	0.30	0.32	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.31	0.33	0.03	0.04	0.05	0.06
Total	97.00	97.36	97.53	97.06	97.61	97.14	98.11	97.17	97.04	97.00	96.59	97.36	97.68
Si	6.616	6.574	6.661	6.616	6.564	6.546	6.595	6.532	6.549	7.714	7.672	7.517	7.430
Al(IV)	1.384	1.426	1.339	1.384	1.436	1.454	1.405	1.468	1.451	0.286	0.328	0.483	0.570
Ti	0.038	0.053	0.051	0.058	0.063	0.064	0.057	0.061	0.056	0.006	0.008	0.009	0.012
Al(VI)	0.982	0.910	0.922	0.970	0.990	0.954	0.946	0.910	0.914	1.116	1.089	1.041	1.084
Fe3	0.788	0.912	0.814	0.888	0.805	0.854	0.871	0.900	0.870	0.856	0.897	0.995	1.008
Fe2	1.410	1.313	1.351	1.271	1.405	1.354	1.349	1.331	1.324	1.173	1.120	1.146	1.133
Mn	0.008	0.011	0.013	0.009	0.006	0.004	0.009	0.007	0.007	0.002	0.005	0.005	0.008
Mg	1.760	1.793	1.842	1.795	1.728	1.760	1.756	1.788	1.827	1.882	1.911	1.818	1.756
M1/2/3	4.985	4.992	4.992	4.992	4.997	4.990	4.988	4.998	4.998	5.035	5.030	5.014	5.000
Ca	1.040	1.067	1.068	0.984	1.033	1.036	1.038	1.056	1.062	0.262	0.288	0.407	0.442
NaM4	0.975	0.940	0.940	1.024	0.970	0.974	0.974	0.946	0.939	1.703	1.682	1.578	1.558
M2	2.015	2.008	2.008	2.008	2.003	2.010	2.012	2.002	2.002	1.965	1.970	1.986	2.000
NaA	0.411	0.355	0.363	0.352	0.418	0.408	0.356	0.418	0.425	0.000	0.000	0.000	0.002
K	0.057	0.061	0.056	0.057	0.057	0.056	0.055	0.059	0.062	0.006	0.008	0.008	0.011
A	0.468	0.415	0.418	0.409	0.475	0.463	0.411	0.476	0.488	0.006	0.008	0.008	0.013

APENDICE 2A - ANFIBOLES

Referencia	BMÑ95S8	BMÑ971	BMÑ9739	Cam-13-5AN3MT	Cam-13-5GL1MT	Lug11lr10	Lug11lr6	Lug11lr7	Lug11lr7bis	Lug8lr11	Lug8lr2	Cam151
Asociación	Bar-Feng	Bar-Feng	Bar-Feng	Gl-Pg	Gl-Pg	Onf-Pg	Onf-Pg	Onf-Pg	Onf-Pg	Onf-Pg	Onf-Pg	Py-Pg
Mineral	Bar	Bar	Bar	Gl	Gl	Mg-Hornb	Bar	Ferroan Hornb	Bar	Mg-Katoph.	Bar	Bar
SiO2	45.94	45.49	45.91	51.61	55.57	48.27	49.86	43.66	47.67	45.33	47.30	49.44
TiO2	0.51	0.39	0.38	0.15	0.03	0.23	0.30	0.46	0.36	0.48	0.40	0.21
Al2O3	12.71	13.36	12.80	11.34	10.41	8.98	11.75	12.85	12.55	13.07	12.86	10.75
Fe2O3	5.96	5.88	6.74	6.60	1.29	3.96	4.02	4.65	3.72	7.35	6.37	6.52
FeO	8.75	9.29	8.11	6.87	10.28	10.70	6.98	9.46	7.46	6.54	6.36	5.07
MnO	0.00	0.06	0.07	0.14	0.00	0.16	0.05	0.13	0.06	0.03	0.04	0.06
MgO	10.80	10.29	10.61	10.87	9.83	12.16	12.55	11.57	12.10	11.85	12.03	13.91
CaO	8.34	8.36	7.84	3.76	1.25	9.86	6.55	9.68	7.18	7.37	6.76	8.39
Na2O	3.47	3.59	3.68	6.06	7.48	2.79	4.89	3.79	4.62	4.93	5.01	3.54
K2O	0.40	0.37	0.35	0.11	0.06	0.21	0.22	0.41	0.33	0.37	0.32	0.21
Total	96.88	97.09	96.50	97.50	96.20	97.31	97.18	96.65	96.07	97.34	97.45	98.11
Si	6.695	6.636	6.704	7.283	7.845	7.035	7.080	6.456	6.896	6.562	6.769	6.968
Al(IV)	1.305	1.364	1.296	0.717	0.155	0.965	0.920	1.544	1.104	1.438	1.231	1.032
Ti	0.056	0.043	0.042	0.016	0.003	0.025	0.032	0.051	0.039	0.052	0.043	0.023
Al(VI)	0.878	0.932	0.908	1.170	1.577	0.577	1.046	0.695	1.036	0.793	0.938	0.754
Fe3	0.654	0.645	0.741	0.701	0.137	0.434	0.429	0.518	0.405	0.801	0.686	0.691
Fe2	1.066	1.134	0.991	0.810	1.214	1.304	0.829	1.169	0.902	0.792	0.762	0.598
Mn	0.000	0.007	0.009	0.017	0.000	0.019	0.006	0.017	0.008	0.004	0.005	0.008
Mg	2.346	2.237	2.309	2.286	2.070	2.641	2.657	2.550	2.610	2.558	2.566	2.923
M1/2/3	5.000	4.998	4.999	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	4.996
Ca	1.303	1.307	1.227	0.569	0.189	1.540	0.997	1.533	1.113	1.144	1.036	1.266
NaM4	0.697	0.695	0.773	1.431	1.811	0.460	1.003	0.467	0.887	0.856	0.964	0.738
M2	2.000	2.002	2.001	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.004
NaA	0.284	0.321	0.269	0.226	0.236	0.327	0.343	0.620	0.410	0.526	0.427	0.229
K	0.074	0.069	0.065	0.020	0.011	0.039	0.040	0.077	0.061	0.069	0.058	0.038
A	0.359	0.391	0.334	0.246	0.247	0.365	0.384	0.696	0.471	0.595	0.485	0.267

APENDICE 2A - ANFIBOLES

Referencia	Cam1525	Cam1527	Cam1528	Cam155	Cam156	Cam158	Lug10lr10	Lug10lr16	Lug10lr19	Cam51MT	Cam516MT	Cam520MT
Asociación	Py-Pg	Py-Pg	Py-Pg	Py-Pg	Py-Pg	Py-Pg	Simp	Simp	Simp	Simp	Simp	Simp
Mineral	Hornb. Eden.	Hornb.Parg	Hornb. Eden.	Bar	Bar	Bar	Bar	Bar	Bar	Hornb.Parg	Hasting. mag.	Parg.Ferrica
SiO2	45.97	44.70	45.82	49.22	48.74	49.45	49.77	50.53	48.80	42.27	39.74	39.79
TiO2	0.34	0.29	0.32	0.32	0.26	0.25	0.29	0.28	0.31	0.39	0.34	0.43
Al2O3	14.26	13.79	14.26	10.80	10.50	10.05	11.63	11.20	12.34	14.25	14.97	16.48
Fe2O3	4.00	5.70	4.29	7.56	7.54	6.62	4.66	3.47	5.92	4.88	7.50	5.36
FeO	4.65	6.84	5.57	4.20	4.81	5.16	6.70	6.93	7.58	12.56	12.81	14.01
MnO	0.02	0.10	0.02	0.03	0.04	0.06	0.14	0.10	0.19	0.16	0.32	0.35
MgO	14.15	12.32	13.51	13.89	13.38	13.75	12.68	13.03	11.42	8.95	7.68	7.01
CaO	9.49	8.97	9.24	8.16	8.13	8.15	7.27	7.17	7.13	9.23	9.23	9.92
Na2O	3.61	4.06	3.83	3.42	3.26	3.45	4.22	4.30	4.22	3.94	4.02	3.37
K2O	0.38	0.35	0.40	0.24	0.25	0.23	0.23	0.24	0.25	0.68	0.81	0.72
Total	96.86	97.12	97.26	97.84	96.92	97.17	97.60	97.24	98.14	97.31	97.43	97.44
Si	6.562	6.481	6.549	6.944	6.962	7.034	7.046	7.152	6.930	6.316	6.025	6.009
Al(IV)	1.438	1.519	1.451	1.056	1.038	0.966	0.954	0.848	1.070	1.684	1.975	1.991
Ti	0.036	0.032	0.034	0.034	0.028	0.027	0.031	0.030	0.033	0.044	0.039	0.049
Al(VI)	0.961	0.838	0.952	0.740	0.730	0.720	0.987	1.020	0.996	0.825	0.701	0.941
Fe3	0.430	0.621	0.462	0.802	0.811	0.708	0.496	0.369	0.632	0.549	0.855	0.609
Fe2	0.555	0.829	0.665	0.496	0.575	0.614	0.793	0.820	0.900	1.570	1.624	1.769
Mn	0.002	0.012	0.003	0.004	0.005	0.008	0.017	0.012	0.022	0.020	0.041	0.045
Mg	3.011	2.664	2.880	2.922	2.849	2.917	2.676	2.749	2.417	1.992	1.736	1.578
M1/2/3	4.994	4.997	4.995	4.998	4.997	4.992	5.000	5.000	5.000	5.000	4.997	4.991
Ca	1.451	1.394	1.415	1.233	1.245	1.242	1.103	1.088	1.085	1.477	1.500	1.604
NaM4	0.555	0.610	0.590	0.769	0.759	0.765	0.897	0.912	0.915	0.523	0.504	0.405
M2	2.006	2.003	2.005	2.002	2.003	2.008	2.000	2.000	2.000	2.000	2.003	2.009
NaA	0.445	0.531	0.472	0.165	0.144	0.186	0.263	0.267	0.246	0.617	0.676	0.582
K	0.069	0.065	0.073	0.043	0.046	0.042	0.042	0.044	0.045	0.129	0.157	0.139
A	0.513	0.596	0.545	0.209	0.190	0.227	0.305	0.311	0.291	0.747	0.834	0.721

APENDICE 2A - ANFIBOLES

Referencia	Lug10lr2	Lug10lr1	Lug10lr15	Lug10lr14	Lug10lr3	Lug10lr4
Asociación	Simpl	Simpl	Simpl	Simpl	Simpl	Simpl
Mineral	Ferroan Parg	Ferroan Hornb	Ferroan Hornb	Bar	Mg-Katoph.	Mg-Katoph.
SiO2	42.44	43.59	43.45	49.19	45.17	45.37
TiO2	0.52	0.49	0.49	0.30	0.48	0.44
Al2O3	15.30	14.91	14.38	11.95	15.53	14.93
Fe2O3	3.03	2.87	3.43	4.32	3.42	2.91
FeO	10.11	9.22	10.61	6.83	9.58	9.63
MnO	0.19	0.14	0.21	0.18	0.24	0.17
MgO	11.03	11.64	10.70	12.67	10.21	10.62
CaO	10.42	9.80	9.77	7.67	7.64	8.19
Na2O	3.46	3.79	3.62	4.03	4.74	4.27
K2O	0.55	0.57	0.63	0.27	0.56	0.56
Total	97.06	97.02	97.28	97.40	97.55	97.08
Si	6.254	6.376	6.394	6.989	6.537	6.589
Al(IV)	1.746	1.624	1.606	1.011	1.463	1.411
Ti	0.058	0.054	0.054	0.032	0.052	0.048
Al(VI)	0.912	0.946	0.887	0.990	1.185	1.144
Fe3	0.336	0.316	0.380	0.462	0.372	0.318
Fe2	1.246	1.127	1.305	0.811	1.159	1.169
Mn	0.024	0.018	0.026	0.022	0.029	0.022
Mg	2.423	2.539	2.347	2.683	2.202	2.299
M1/2/3	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Ca	1.645	1.536	1.540	1.168	1.184	1.274
NaM4	0.355	0.464	0.460	0.832	0.816	0.726
M2	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
NaA	0.633	0.611	0.573	0.278	0.515	0.475
K	0.104	0.106	0.118	0.050	0.103	0.103
A	0.737	0.717	0.691	0.327	0.618	0.579

APENDICE 2D - EPIDOTAS

Referencia	Lug10lr7
Asociación	Simp
Mineral	Ep
SiO2	38.15
TiO2	0.15
Al2O3	26.45
Fe2O3	8.88
FeO	0.00
MnO	0.06
MgO	0.08
CaO	23.57
Na2O	0.00
K2O	0.00
Total	97.35

Si	3.004
Ti	0.009
Al(VI)	2.455
Fe3	0.526
Fe2	-
Mn	0.004
Mg	0.010
Ca	1.989
Na	0.000
K	0.000

APENDICE 2E - FENGITAS

Referencia	BMÑ9735	BMÑ9736	BMÑ9747	BMÑ9748
Asociación	Bar-Feng	Bar-Feng	Bar-Feng	Bar-Feng
Mineral	Feng	Feng	Feng	Feng
SiO2	47.22	47.38	48.26	48.51
TiO2	0.43	0.34	0.51	0.49
Al2O3	30.61	29.73	29.27	29.25
Fe2O3	2.94	3.52	2.20	1.92
FeO	0.29	0.00	0.81	1.04
MnO	0.00	0.02	0.00	0.00
MgO	2.09	2.42	2.53	2.49
CaO	0.01	0.03	0.00	0.01
Na2O	1.11	1.06	0.96	1.03
K2O	9.20	9.31	9.42	9.40
Total	93.90	93.81	93.96	94.14

Si	3.206	3.225	3.276	3.285
Al(IV)	0.794	0.775	0.724	0.715
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000
Al(VI)	1.655	1.609	1.617	1.619
Fe3	0.150	0.180	0.112	0.098
Fe2	0.016	0.000	0.046	0.059
Mn	0.000	0.001	0.000	0.000
Mg	0.211	0.245	0.256	0.251
Ca	0.001	0.003	0.000	0.001
Na	0.146	0.139	0.126	0.135
K	0.797	0.808	0.816	0.812

APENDICE 2F - PARAGONITA

Referencia	BMÑ19S39	BMÑ19S46	BMÑ16-2b	BMÑ16-69	BMÑ16-71	BMÑ17-19	BMÑ92F75	BMÑ92F76	Cam1511	Cam1517	Cam511MT	Cam511DMT
Asociación	Ab-Pg	Ab-Pg	Bar-Pg	Bar-Pg	Bar-Pg	Bar-Pg	Cros-Pg	Cros-Pg	Py-Pg	Py-Pg	Simp	Simp
Mineral	Pg	Pg	Pg	Pg	Pg	Pg	Pg	Pg	Pg	Pg	Pg	Pg
SiO2	46.60	44.97	45.99	46.57	46.20	45.84	47.47	48.59	45.27	45.44	46.81	47.07
TiO2	0.00	0.00	0.11	0.14	0.13	0.05	0.06	0.04	0.09	0.08	0.08	0.12
Al2O3	38.43	40.26	38.57	38.50	38.47	38.38	38.04	38.48	39.25	39.28	38.68	38.92
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.59	0.60	1.15	0.98	1.13	1.34	1.56	1.72	0.91	0.60	0.82	0.89
MnO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02
MgO	0.00	0.00	0.09	0.10	0.10	0.09	0.07	0.07	0.19	0.14	0.15	0.15
CaO	0.13	0.00	0.16	0.17	0.16	0.10	0.08	0.02	0.29	0.47	0.23	0.23
Na2O	7.53	7.76	7.44	7.22	7.29	7.56	6.51	5.91	7.54	7.08	7.22	7.27
K2O	0.68	0.53	0.46	0.45	0.42	0.43	0.32	0.50	0.37	0.74	0.80	1.03
Total	93.95	94.13	93.97	94.15	93.89	93.80	94.12	95.35	93.91	93.82	94.80	95.70
Si	3.024	2.919	2.990	3.015	3.003	2.990	3.066	3.087	2.945	2.958	3.015	3.009
Al(IV)	0.976	1.081	1.010	0.985	0.997	1.010	0.934	0.913	1.055	1.042	0.985	0.991
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
Al(VI)	1.964	1.999	1.946	1.953	1.951	1.940	1.962	1.969	1.955	1.970	1.951	1.941
Fe3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe2	0.032	0.032	0.063	0.053	0.061	0.073	0.084	0.091	0.050	0.032	0.044	0.048
Mn	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001
Mg	0.000	0.000	0.009	0.010	0.010	0.009	0.007	0.006	0.018	0.014	0.014	0.014
Ca	0.009	0.000	0.011	0.012	0.011	0.007	0.006	0.001	0.020	0.033	0.016	0.016
Na	0.947	0.976	0.938	0.907	0.919	0.956	0.815	0.729	0.951	0.893	0.902	0.900
K	0.044	0.027	0.037	0.035	0.036	0.056	0.041	0.066	0.061	0.039	0.084	0.000

APENDICE 2G - TITANITA

Referencia	BMÑ19S49	BMÑ19S6	BMÑ95S12
Asociación	Ab-Pg	Ab-Pg	Ab-Olg
Mineral	TnT	TnT	TnT
SiO2	30.89	30.34	31.95
TiO2	39.00	38.55	30.00
Al2O3	1.10	0.96	7.59
Fe2O3	0.45	1.17	3.35
FeO	0.00	0.00	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00
CaO	30.96	28.68	27.32
Na2O	0.00	0.00	0.00
K2O	0.00	0.00	0.00
Total	102.40	99.70	100.20
Si	0.98	0.99	1.01
Ti	0.93	0.94	0.71
Al(VI)	0.04	0.04	0.28
Fe3	0.01	0.03	0.08
Fe2	-	-	-
Mn	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00
Ca	1.05	1.00	0.92
Na	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00

APENDICE 2H - ALBITAS

Referencia	BMÑ95S3	BMÑ95S4	BMÑ19S18	BMÑ19S26	BMÑ19S30	BMÑ1721	BMÑ1726	BMÑ92-0	BMÑ92S1	BMÑ9715	BMÑ9731
Asociación	Ab-Olg	Ab-Olg	Ab-Pg	Ab-Pg	Ab-Pg	Bar-Pg	Bar-Pg	Cros-Pg	Cros-Pg	Bar-Feng	Bar-Feng
Mineral	Olg	Albita	Albita	Albita	Albita	Albita	Albita	Albita	Albita	Albita	Albita
SiO2	64.09	66.87	69.82	69.59	69.54	67.94	68.15	67.40	67.54	68.41	67.52
TiO2	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00
Al2O3	22.43	20.14	18.78	18.85	19.05	19.86	20.01	20.57	20.87	19.86	20.14
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.18	0.28	0.00	0.00	0.00	0.40	0.30	0.26	0.00	0.00	0.18
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	3.50	2.08	0.17	0.33	0.26	0.28	0.37	1.06	1.30	0.25	0.60
Na2O	9.83	11.03	11.87	11.53	11.47	11.87	11.77	11.03	10.43	11.65	11.70
K2O	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.05	0.03	0.04	0.02
Total	100.10	100.42	100.64	100.30	100.32	100.40	100.69	100.37	100.21	100.20	100.17
Si	2.828	2.931	3.027	3.025	3.021	2.967	2.966	2.942	2.944	2.982	2.955
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.166	1.040	0.959	0.966	0.975	1.022	1.026	1.058	1.072	1.020	1.039
Fe3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe2	0.007	0.010	0.000	0.000	0.000	0.015	0.011	0.010	0.000	0.000	0.007
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	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
Ca	0.165	0.098	0.008	0.015	0.012	0.013	0.017	0.050	0.061	0.012	0.028
Na	0.841	0.938	0.998	0.972	0.966	1.004	0.993	0.934	0.881	0.984	0.993
K	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.003	0.002	0.002	0.001

APENDICE 21 - BIOTITAS

Referencia	BMÑ9742	BMÑ9743	BMÑ9744	BMÑ9745
Asociación	Bar-Feng	Bar-Feng	Bar-Feng	Bar-Feng
Mineral	Biot	Biot	Biot	Biot
SiO ₂	35.91	37.60	37.31	36.16
TiO ₂	1.34	1.04	0.89	0.89
Al ₂ O ₃	18.38	17.62	16.83	18.88
Fe ₂ O ₃	0.01	0.08	0.11	0.08
FeO	15.52	14.73	15.31	13.90
MnO	0.06	0.03	0.04	0.04
MgO	13.84	14.33	14.68	14.48
CaO	0.00	0.06	0.08	0.06
Na ₂ O	0.19	0.21	0.11	0.14
K ₂ O	9.30	8.69	8.35	8.85
Total	94.56	94.39	93.72	93.49
Si	2.703	2.806	2.811	2.721
Al(IV)	1.297	1.194	1.189	1.279
Ti	0.076	0.058	0.051	0.050
Al(VI)	0.333	0.355	0.306	0.396
Fe ₃	-	-	-	-
Fe ₂	0.976	0.919	0.965	0.875
Mn	0.004	0.002	0.003	0.002
Mg	1.553	1.594	1.649	1.625
Ca	0.000	0.005	0.006	0.005
Na	0.028	0.030	0.016	0.021
K	0.893	0.827	0.803	0.850

APENDICE 2J - CLORITAS

Referencia	BMÑ19S60	BMÑ19S63	BMÑ1731	BMÑ1733	BMÑ92F71	BMÑ92F86	BMÑ92F90	BMÑ92F91	Cam 1510	Cam 1524	Cam 1526
Asociación	Ab-Pg	Ab-Pg	Bar-Pg	Bar-Pg	Cros-Pg	Cros-Pg	Cros-Pg	Cros-Pg	Py-Pg	Py-Pg	Py-Pg
Mineral	Clt	Clt	Clt	Clt	Clt	Clt	Clt	Clt	Clt	Clt	Clt
SiO2	26.67	25.96	26.54	26.58	27.11	26.40	28.25	27.91	28.20	27.83	27.87
TiO2	0.00	0.00	0.08	0.12	0.03	0.14	0.00	0.03	0.05	0.04	0.05
Al2O3	20.05	20.94	20.79	20.94	20.95	20.52	21.64	22.02	21.80	22.14	22.43
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	24.16	25.30	23.40	21.32	17.39	17.99	17.90	18.40	11.59	11.52	11.38
MnO	0.00	0.00	0.09	0.04	0.03	0.00	0.00	0.01	0.04	0.05	0.04
MgO	14.61	15.15	15.66	18.27	21.89	21.03	20.09	19.82	25.46	25.42	25.25
CaO	0.17	0.16	0.08	0.07	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01
Na2O	0.00	0.00	0.04	0.02	0.29	0.03	0.00	0.00	0.03	0.01	0.02
K2O	0.11	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.01
Total	85.76	87.50	86.70	87.41	87.70	86.10	87.90	88.23	87.16	87.04	87.07
Si	2.850	2.736	2.790	2.743	2.733	2.719	2.831	2.796	2.765	2.734	2.733
Al(IV)	1.150	1.264	1.210	1.257	1.267	1.281	1.169	1.204	1.235	1.266	1.267
Ti	0.000	0.000	0.006	0.010	0.002	0.011	0.000	0.002	0.003	0.003	0.003
Al(VI)	1.375	1.336	1.365	1.288	1.222	1.211	1.387	1.396	1.283	1.297	1.325
Fe3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe2	2.158	2.230	2.057	1.839	1.466	1.549	1.500	1.541	0.950	0.946	0.933
Mn	0.000	0.000	0.008	0.004	0.002	0.000	0.000	0.001	0.004	0.004	0.004
Mg	2.327	2.380	2.453	2.811	3.290	3.229	3.001	2.960	3.721	3.723	3.692
Ca	0.019	0.018	0.009	0.008	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.001
Na	0.000	0.000	0.008	0.004	0.057	0.006	0.000	0.000	0.005	0.001	0.004
K	0.015	0.000	0.002	0.005	0.000	0.000	0.003	0.004	0.000	0.000	0.001

APENDICE 2K - ILMENITAS

Referencia	BMÑ1723	BMÑ92MI19	BMÑ92MI16	BMÑ92MI17	BMÑ92MI18	BMÑ92MI14	BMÑ292MI15	BMÑ92MI20	Cam521MT
Asociación	Bar-Pg	Cros-Pg	Cros-Pg	Cros-Pg	Cros-Pg	Cros-Pg	Cros-Pg	Cros-Pg	Simp
Mineral	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Ilm	Mt	Ilm
TiO ₂	48.48	11.07	10.07	10.34	9.03	31.26	31.46	0.10	48.29
Fe ₂ O ₃	8.40	78.85	81.59	80.68	82.99	40.71	40.50	68.79	8.88
FeO	42.49	9.90	8.76	9.27	8.05	27.66	27.91	31.08	39.85
MnO	0.70	0.05	0.04	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	2.69
MgO	0.23	0.00	0.15	0.02	0.04	0.26	0.20	0.02	0.48
Total	100.30	99.87	100.60	100.30	100.10	99.89	100.10	99.99	100.20
Ti	0.918	0.219	0.198	0.204	0.179	0.606	0.608	0.003	0.916
Fe ₃	0.159	1.562	1.604	1.592	1.643	0.789	0.783	1.995	0.168
Fe ₂	0.895	0.218	0.191	0.203	0.177	0.596	0.600	1.002	0.840
Mn	0.015	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.057
Mg	0.009	0.000	0.006	0.001	0.002	0.010	0.008	0.001	0.018