

casos en que esta aún persistía después de considerar las Ti-vacancias.

Los resultados del recálculo del  $Fe^{3+}$  por este procedimiento iterativo aplicado a las flogopitas de la Tabla 1 son mostrados en la tabla 2.

### Conclusiones

Las micas de las rocas cortlandíticas del batolito del Sistema Central son de tipo flogopita, pero los cuarzo-gabros asociados tienen micas de tipo biotita (clasificación de Deer *et al.*, 1962). Este hecho ha sido referido también por Galán, G. (1984) en relación a las micas de las rocas ultramáficas y máficas asociadas del macizo de Vivero. Textualmente presentan carácter poiquilítico incluso en los cuarzo-gabros asociados. El tipo de sustituciones que operan son: 1) Ti-

sustituciones que producen vacancias octaédricas. 2) Al-sustituciones que producen vacancias octaédricas. 3) Al-sustituciones que implican un componente dioctaédrico. 4) Ti-sustituciones en relación con reacciones de deshidrogenación.

Aplicando las restricciones impuestas por el tipo de sustituciones operantes ha sido posible recalcular el  $Fe^{3+}$  por el método iterativo de Dymek (1983).

### Agradecimientos

Este trabajo forma parte del proyecto PS87-0125 de la DGICYT y ha sido parcialmente financiado por la Ayuda a la Investigación (PAI) de la Junta de Andalucía. Agradecemos a la Universidad de St. Andrews las facilidades mostradas para la utilización de la microsonda.

### Referencias

- Alburquerque, C. A. R. (1973): *Geoquímica Cosmoquímica Acta*, 37, 1779-1802.
- Aparicio, A.; Bellido, F.; García-Cacho, L. y López Ruiz, J. (1980): *Estudios Geol.*, 36, 307-317.
- Bea, F. (1980): *Krystalinikum*, 15, 103-124.
- Deer, W. A. R.; Howie, R. A. and Zussman, J. (1962): *Rock forming minerals*. J. Wiley & Sons, N. Y.
- Dymek, R. F. (1983): *American Mineralogist*, 68, 880-899.
- Galán, G. (1984): Tesis Doctoral. *Universidad de Oviedo*. 351 pp.
- López Ruiz, J. (1978): *Chem. Geol.* 21, 113-129.
- Saavedra, J. y García Sánchez, A. (1973): *Studia Geologica*, 6, 7-27.

Recibido el 31 de enero de 1991  
Aceptado el 1 de marzo de 1991

# Anfíboles cálcicos de las cortlanditas de la Sierra de Gredos, Sistema Central español

## *Calcic amphiboles from the cortlandites of Sierra de Gredos, Spanish Central System*

I. Moreno-Ventas y A. Castro

Departamento de Geología y Minería. Universidad de Sevilla. 21819 La Rábida, Huelva.

### ABSTRACT

*Calcic amphiboles from cortlanditic rocks of the Sierra de Gredos were analyzed with the aim of knowing chemical controls and crystallization conditions. These amphiboles constitute part of the intercumular skeleton. They are rich in alumina implying minimum crystallization pressures of about 10 kb for near solidus temperatures. These conditions are different from that deduced from the composition of amphiboles in the associated gabbros, suggesting a complex history of crystallization and differentiation at different crustal levels.*

**Key words:** Amphibole. Cortlandite. Geobarometry. Hercynian massif.

*Geogaceta*, 10 (1991), 153-159.

### Introducción

En los últimos años el estudio de los anfíboles en rocas calcoalcalinas ha cobrado especial interés y se ha convertido en una herramienta básica en trabajos petrogenéticos. A pesar de ser una fase presente en un amplio rango de condiciones PT y con com-

posiciones diversas, el estudio detallado de su composición química y de la distribución de cationes en diferentes huecos mediante el análisis de sustituciones acopladas permite estimar condiciones de cristalización e identificar situaciones de desequilibrio de gran interés petrogenético. En las rocas básicas cortlandíticas de la Sie-

rra de Gredos (Sistema Central Español), los anfíboles están siempre presentes con relaciones texturales bien definidas. Forman parte, junto con flogopita, del esqueleto intercumulus más tardío respecto a olivino, plagioclasa y ortopiroxeno. En esta nota se presentan los rasgos composicionales más sobresalientes de dichos anfíboles

y se discuten las posibles implicaciones petrogenéticas deducidas de las condiciones de cristalización.

### Metodología analítica

Los análisis fueron realizados con una microsonda JEOL JCXA733, operando a 15kV y 20nA usando una combinación de metales puros, óxidos y minerales como patrones de referencia y con la aplicación de procedimientos de corrección ZAF.

### Clasificación

Los diagramas de clasificación de Leake (1978) (fig. 1) muestran tres grupos de anfíboles diferenciados por la ocupancia de huecos (□) A y la abundancia relativa de Fe<sup>3+</sup> con respecto a Al (VI). Sin embargo, todos los anfíboles comparten una abundancia de Si y una relación Mg/(Mg + Fe<sub>2</sub>) similares. No existe una relación entre el tipo de anfíbol y un contexto textural concreto, así por ejemplo se encuentran pargasitas y tschermakitas como inclusiones en Pl, o bien Hb-Tschermakítica, Pargasita y Mg-Hastingsita en dominios de un mismo cristal poiquilítico, dando lugar a una zonación de tipo «patchy-zoning».

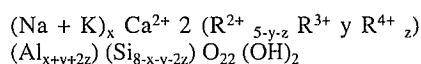
Comparando con los anfíboles de las rocas ultramáficas del Macizo de Vivero (Galán, 1984), las principales diferencias consisten en el tipo de anfíboles y en el esquema de zonación. En el macizo de Vivero la zonación es concéntrica (núcleo: Pargasita, Hb-pargasítica, Fe-Hb pargasítica ocasionalmente Hastingsita; hacia el borde: Hb-edenítica, Mg-Hornblenda → Hb-actinoítica, tremolita), mientras que en Gredos es de tipo «patchy zoning» dominando los tipos: Hb-Tschermakítica, Mg-Hornblenda, Tschermakita. Por otra parte, el contenido de Si y la relación Mg/(Mg + Fe<sub>2</sub>) de los anfíboles de Gredos es similar a la de los núcleos de los anfíboles poiquilíticos de las rocas ultramáficas del macizo de Vivero, con una menor ocupancia de huecos A. El contenido de Ti es siempre inferior a 0,5 aunque puede llegar a 0,45.

### Composición del anfíbol

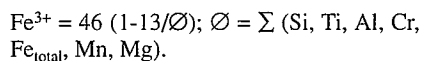
#### Cálculo del Fe<sup>3+</sup>

Dado que los análisis de microsonda no permiten distinguir entre

Fe<sup>2+</sup> y Fe<sup>3+</sup>, se hace necesario utilizar algún método que permita recalcularse la abundancia de ambos cationes. Se han propuesto diversos algoritmos para recalcularse Fe<sup>3+</sup> (Stout, 1972; Papike *et al.*, 1974; Robinson *et al.*, 1982; Droop, 1987). Este último autor propone un método basado en criterios estequiométricos asumiendo que el oxígeno es el único anión en la fórmula, y que el Fe es el único catión bivalente presente. En el caso del anfíbol otros aniones aparte del oxígeno están presentes en la fórmula: OH<sup>-</sup>, F<sup>-</sup>, Cl<sup>-</sup>. No obstante, el método puede ser utilizado realizando los cálculos sobre la base de 23 oxígenos, asumiendo una fórmula estructural del tipo:



Subsiste el problema de que las vacancias producen una sobreestimación de las abundancias catiónicas que minimizan la de Fe<sup>3+</sup> o incluso impiden su cálculo. Este problema puede ser resuelto para el caso de anfíboles cálcicos considerando las posibles vacancias en los huecos A y en M<sub>4</sub>, es decir, recalculando la fórmula de 23 oxígenos para 13 cationes, excluyendo Na, K y Ca:



La aplicación de este método ha conducido a los resultados de la tabla 1.

#### Substituciones acopladas

El diagrama Al (IV) vs.  $\sum (A)$  (fig. 2) presenta una buena correlación lineal con pendiente igual a uno, indicando que la substitución edenítica ha participado en la construcción de estos anfíboles. No obstante, los puntos caen por encima de la línea de pendiente uno indicando que hay un exceso de Al (IV) con respecto a Na y K en A, lo que significa que otras substituciones han debido intervenir en las que el Al(IV) ha substituido a Si en posiciones tetraédricas. Por otra parte, para estimar con mayor exactitud la proporción de ocupancia de huecos A debido a la substitución edenítica habría que descontar el efecto de la substitución de tipo richterita [□ (A) + Ca (M4) → Na (A) + (M4)]. El diagrama Al (IV) vs.  $\sum A$ -Na (M4) (fig. 2) continúa mostrando una buena

correlación, subrayando el papel de la substitución edenítica en estos anfíboles.

El exceso de Al (IV) con respecto a  $\sum A$  induce a considerar la existencia de varias substituciones acopladas que impliquen Al (IV), como también lo confirma el diagrama Al (IV) vs. Al (VI) y el diagrama Al (IV) vs. [ $\sum (A) + Al (VI)$ ] (fig. 2) que indica la presencia de substituciones tipo pargasita.

El diagrama Al (IV) vs.  $\sum A + (Al (VI) + Fe (3) + 2 Ti)$  (fig. 2) muestra una muy buena correlación indicando que la entrada de Al en posiciones tetraédricas está relacionada con una substitución que es combinación de las de las substituciones edenítica, pargasítica, hornbléndica, hastingsítica y Tschermakítica. En este diagrama se observa una deficiencia de Al (IV) con respecto a  $\sum A + (Al (VI) + Fe (3) + 2 Ti)$  lo que parece indicar la presencia de otras substituciones no relacionadas con Al (IV) tales como las de tipo glaucofana, riebeckita, richterita, o aquellas que implican Ti y Na (M4).

Los diagramas Na (M4) vs.  $\sum (A)$  y Na (M4) vs. [Al (VI) + Fe<sup>3+</sup>] (fig. 2) indican una escasa participación de las substituciones tipo richterita, glaucofana y riebeckita dado que la correlación entre Na (M4) y  $\sum (A)$  es bastante baja y en cualquier caso negativa. No obstante, la correlación es mejor para el caso de los anfíboles hastingsíticos, indicando una mayor participación en su caso. La correlación entre Na (M4) y [Al (VI) + Fe<sup>3+</sup>] aunque es buena implica un rango de variación muy pequeño sobre el Na en M4 (fig. 2).

Los diagramas Na (M4) vs. Ti; Al (IV) vs. Ti y Ti vs.  $\sum (A)$  (fig. 2) indican una pequeña contribución de las substituciones que implican Ti en posiciones octaédricas. No obstante, en el caso de los anfíboles tipo pargasita parece existir una buena correlación entre Ti y Na (M4). En el diagrama Al (IV) vs. Ti parece mejorar la correlación a medida que aumenta la abundancia de Ti sugiriendo una mayor participación de las substituciones tipo Ti-tschermakita al aumentar la actividad del Ti.

El diagrama ternario [A-Al (IV) — Al (VI)] permite definir dos vectores de substitución, uno edenítico y otro que sería una combinación de pargasita y tschermakita (fig. 3).

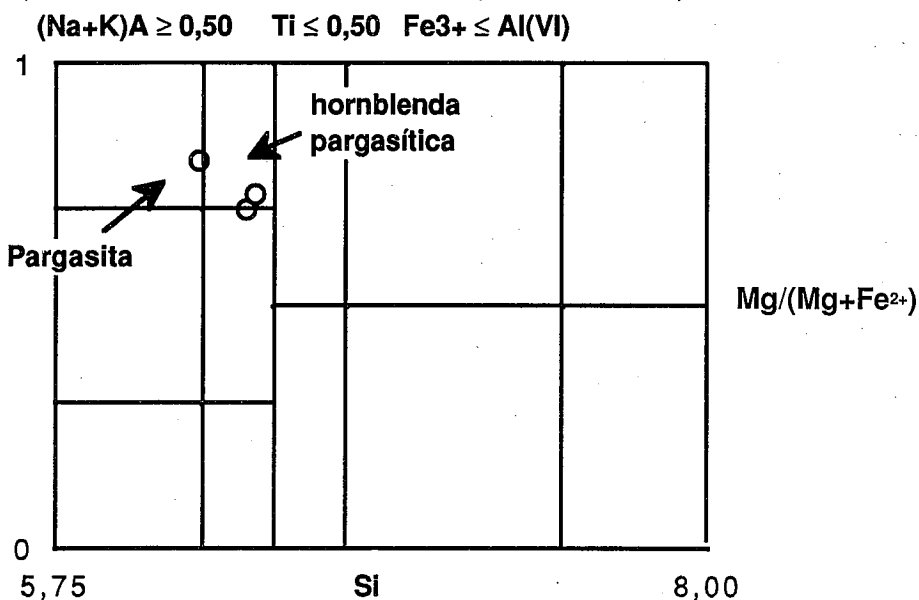
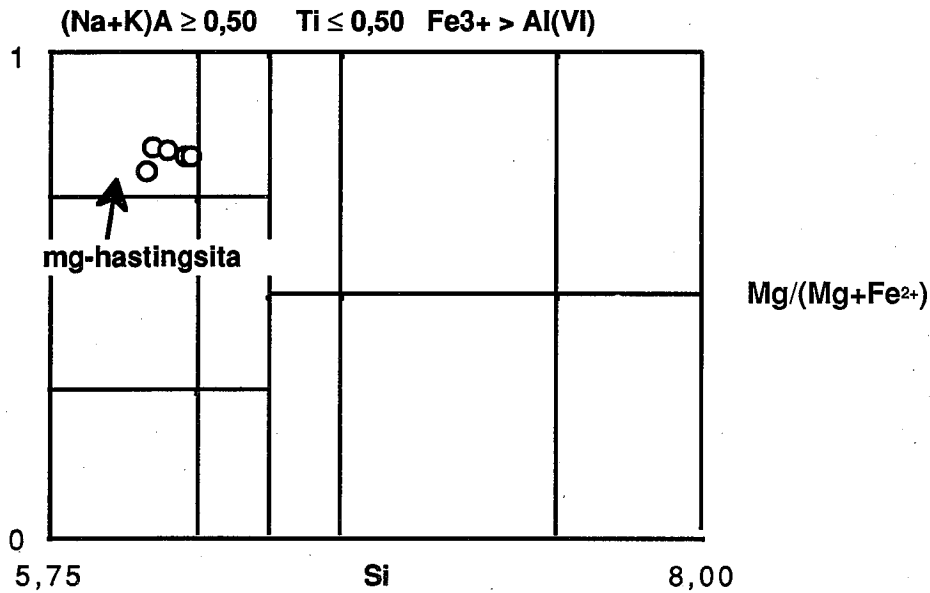
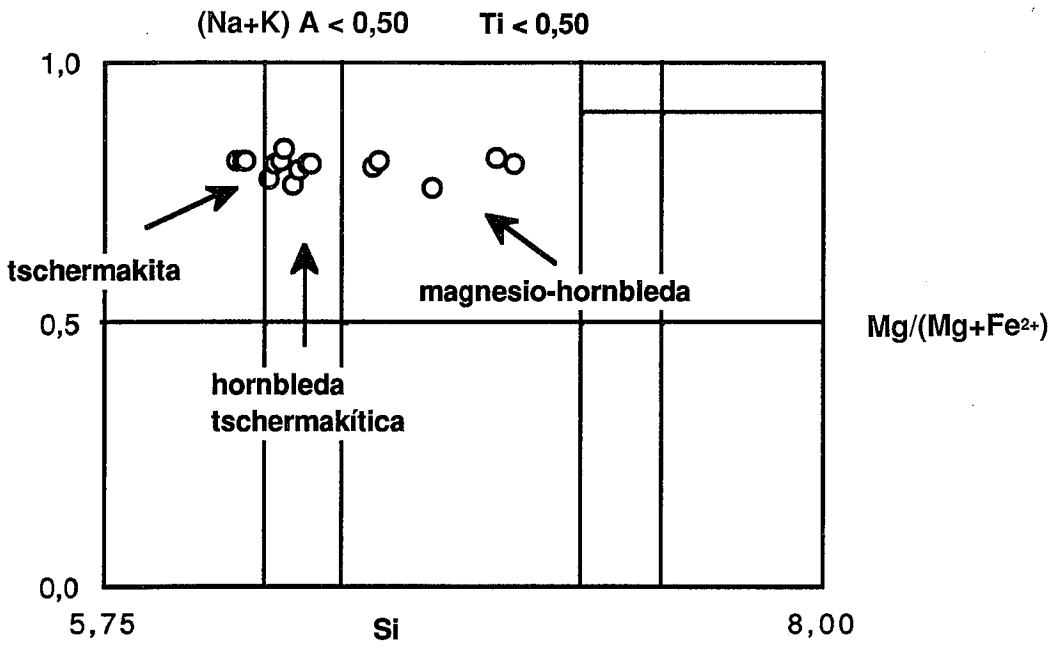


Fig. 1.—Diagrama de clasificación de Leake (1978) para los anfíboles de las cortlanditas de la Sierra de Gredos. Sistema Central Español.

Fig. 1.—Leake's (1978) classification diagram for the amphiboles of the Sierra de Gredos cortlandites. Spanish Central System.

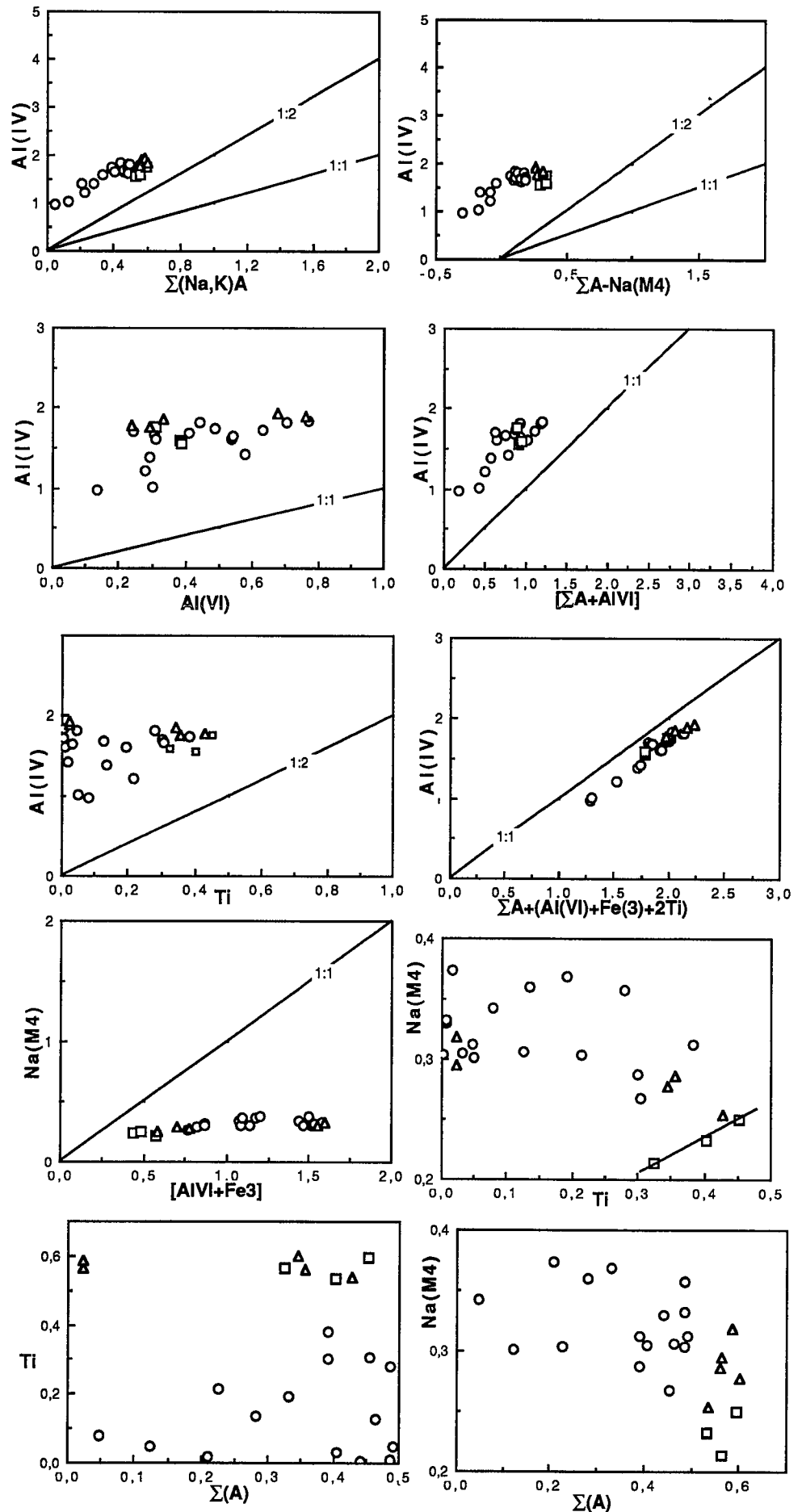


Fig. 2.—Diagramas de variación composicional de los anfíboles de las cortlanditas de la Sierra de Gredos, Sistema Central Español. Círculos: hornblendas-tschermakíticas, tschermakitas y Mg-hornblendas; Cuadrados: pargasita y hornblenda pargasítica; Triángulos: Mg-hastingsita.

Fig. 2.—Variation compositional diagrams for the amphiboles from the Sierra de Gredos cortlandites, Spanish Central System. Circles: tschermakitic hornblendes, tschermakites and Mg-hornblendes. Squares: pargasite and pargasitic hornblende. Triangles: Mg-hastingsite.

Tabla 1.—Análisis representativos de los anfíboles de las cortlanditas, con Fe<sup>3+</sup> recalculado para Σcat. —(Ca + Na +K) = 13. Las referencias 1 a 9 corresponden a gabronoritas olivínicas; las referencias 10 a 12 corresponden a gabronoritas piroxénico-hornbléndicas.

Tabla 1.—Representative microprobe analyses of the amphiboles from the cortlandites. Fe<sup>3+</sup> has been calculated for Σ cat. — (Ca + Na + K) = 13. The referénces 1 to 9 correspond to olivine gabbronorites and 10 to 12 to hornblende-pyroxene gabbronorites.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	43,52	44,12	45,09	46,80	42,69	43,94	45,10	46,02	43,74	47,62	43,60	44,13
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,45	1,80	1,27	3,18	2,64	0,29	0,07	3,55	2,01	2,94	2,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,66	15,24	11,50	10,15	12,89	13,62	13,17	13,17	13,16	8,97	11,39	11,63
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,44	0,00	0,12	0,09	0,63	0,36	0,07	0,04	0,13	0,04	0,04	0,77
FeO <sub>t</sub>	6,80	7,03	7,48	7,41	6,71	6,76	7,83	7,77	7,59	9,16	10,37	8,46
NiO	0,00	0,05	0,06	0,00	0,02	0,12	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,03
MnO	0,10	0,20	0,10	0,09	0,14	0,14	0,14	0,18	0,14	0,13	0,11	0,17
MgO	16,58	16,67	17,06	17,79	15,96	16,28	17,11	17,82	14,94	16,00	13,69	15,23
CaO	10,45	10,68	10,68	10,47	11,17	10,89	10,56	10,23	11,00	11,13	11,34	11,26
BaO	0,00	0,00	0,08	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,11	0,02	0,13	0,11
Na <sub>2</sub> O	2,72	2,85	2,42	2,16	2,67	2,78	2,44	2,95	2,20	1,63	2,22	2,21
K <sub>2</sub> O	0,15	0,18	0,20	0,27	0,73	0,48	0,25	0,15	0,50	0,44	0,77	0,58
TOTAL	96,45	97,46	96,59	96,53	96,78	98,00	96,96	98,41	97,06	97,20	96,60	97,40

F.Estructural (O=23)

Si	6,157	6,186	6,391	6,606	6,146	6,182	6,353	6,382	6,265	6,773	6,409	6,338
Al(IV)	1,843	1,814	1,609	1,394	1,854	1,818	1,647	1,618	1,735	1,227	1,591	1,662
Σ (T)	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al (VI)	0,769	0,704	0,313	0,295	0,335	0,442	0,539	0,535	0,487	0,278	0,383	0,308
Ti	0,006	0,047	0,192	0,135	0,344	0,279	0,031	0,007	0,382	0,215	0,325	0,305
Fe <sup>3+</sup> *	0,804	0,825	0,887	0,874	0,437	0,648	0,922	0,901	0,377	0,590	0,189	0,458
Fe <sup>2+</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,371	0,146	0,000	0,000	0,533	0,500	1,086	0,559
Mn	0,012	0,024	0,012	0,011	0,016	0,017	0,017	0,021	0,017	0,016	0,014	0,021
Mg	3,495	3,482	3,603	3,742	3,424	3,414	3,592	3,683	3,189	3,392	2,999	3,260
Σ (C)	5,086	5,082	5,008	5,057	5,000	5,000	5,101	5,147	5,000	5,000	5,000	5,000
R <sub>2</sub> **	0,086	0,082	0,008	0,057	0,000	0,000	0,101	0,147	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,584	1,605	1,623	1,584	1,723	1,643	1,594	1,520	1,688	1,696	1,786	1,733
Na (M4)	0,330	0,313	0,369	0,360	0,277	0,357	0,305	0,333	0,312	0,304	0,214	0,267
Σ (B)	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Na (A)	0,415	0,461	0,295	0,233	0,468	0,401	0,361	0,460	0,299	0,146	0,419	0,348
K	0,027	0,031	0,035	0,048	0,134	0,086	0,045	0,027	0,091	0,080	0,144	0,106
Σ (A)	0,442	0,492	0,330	0,281	0,601	0,487	0,406	0,487	0,391	0,226	0,563	0,455
Total	15,442	15,492	15,330	15,281	15,528	15,433	15,406	15,487	15,376	15,216	15,559	15,364

Recalculado por el método de Droop, 1987

Condiciones de cristalización

Blundy y Holland (1990) y Pe-Piper (1988) han señalado que la relación Mg (Mg + Fe<sup>2+</sup>) aumenta con fO<sub>2</sub>, la cual aumenta a medida que progresa la cristalización. Por otra parte, el contenido de Si p.f.u. es inferior a 7,3 que es el valor máximo para anfíboles igneos (Leake, 1978), lo que también es confirmado por el diagrama [Ca + Na + K] vs. Si (fig. 4) (Czamanske y Wones, 1973). La relación MgO/(MgO + FeO) vs. Si (fig. 4) (Czamanske y Wones, 1973). La relación MgO/(MgO + FeO) de roca total oscila en el intervalo de 0,67-0,62 siendo inferior a la que presentan los anfíboles lo que podría ser explicados en términos de una cristalización en condiciones próximas a las del solidus o incluso subsolidus.

Respecto a las condiciones de presión, la aplicación de la ecuación de Blundy y Hollan (1990):

$$P = (-\Delta + T\Delta S - RT \ln K_1 - Z) / \Delta V$$

Donde:

$$Z = W_{Ab} (1 - X_{Ab})^2 - 0,25 W_{Ab} \text{ para } X_{Ab} < 0,5$$

$$Z = 0; \text{ para } X_{Ab} > 0,5$$

Siendo:

$$K_1 = (27/256) * ((Si-4)/(8-Si)) * X_{Ab}$$

Para una plagioclasa con 32% An en equilibrio con anfíbol a una temperatura de 700° C se puede obtener la siguiente ecuación linealizada:

$$P \text{ (kb)} = 7,76 Al^{IV} - 4,16; R^2 = 1$$

La aplicación de esta ecuación a los anfíboles de las rocas básicas de Gredos da como resultado presiones que oscilan desde 10 kb para los anfíboles de los gabronoritas olivínicas, a 5 kb para los de los Qz-gabros asociados. Estos valores reflejan condiciones mínimas ya que han sido calculados para T=700° C que puede reflejar condiciones térmicas finales (cerca del solidus) para la cristalización de los anfíboles de los cuarzogabros asociados.

La aplicación de otros geobaróme-

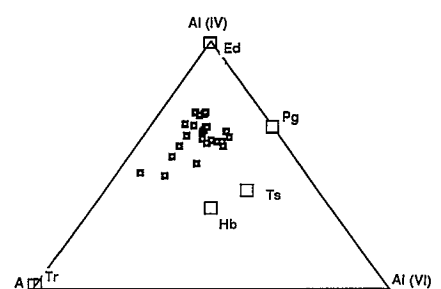


Fig. 3.—Diagrama triangular para los anfíboles de las cortlanditas de la Sierra de Gredos. Sistema Central Español. Tr: tremolita; Pg: pargasita; Hb: hornblenda; Ts: tschermakita; Ed: edenita. La composición de los miembros finales Tr, Ts, Hb, Pg y Ed está tomada de Blundy y Holland, 1990. Hay dos vectores de variación predominantes: uno paralelo a la línea Tr-Ed y otro paralelo a la línea Ed-Pg.

Fig. 3.—Triangular diagram for the amphiboles of the Sierra de Gredos cortlandites. Tr: tremolite. Pg: pargasite. Hb: hornblende. Ts: tschermakite. Ed: edenite. The composition of the end-members Tr, Ts, Hb, Pg and Ed after Blundy and Holland (1990). Two main vectors can be seen: one is parallel to the Tr-Ed join, and the other is parallel to the Ed-Pg join.

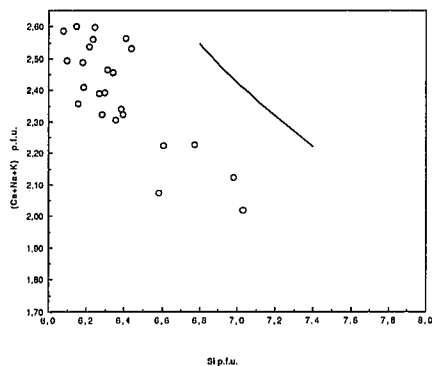


Fig. 4.—Diagrama (Ca + Na + K) p.f.u. vs. Si p.f.u. Basado en Czamanske y Wones (1973). La curva muestra el límite para anfíboles igneos.

Fig. 4.—(Ca + Na + K) p.f.u. vs. Si p.f.u. diagram after Czamanske and Wones (1973). The line shows the boundary of igneous amphiboles.

tros conduce a las siguientes estimaciones de presión:

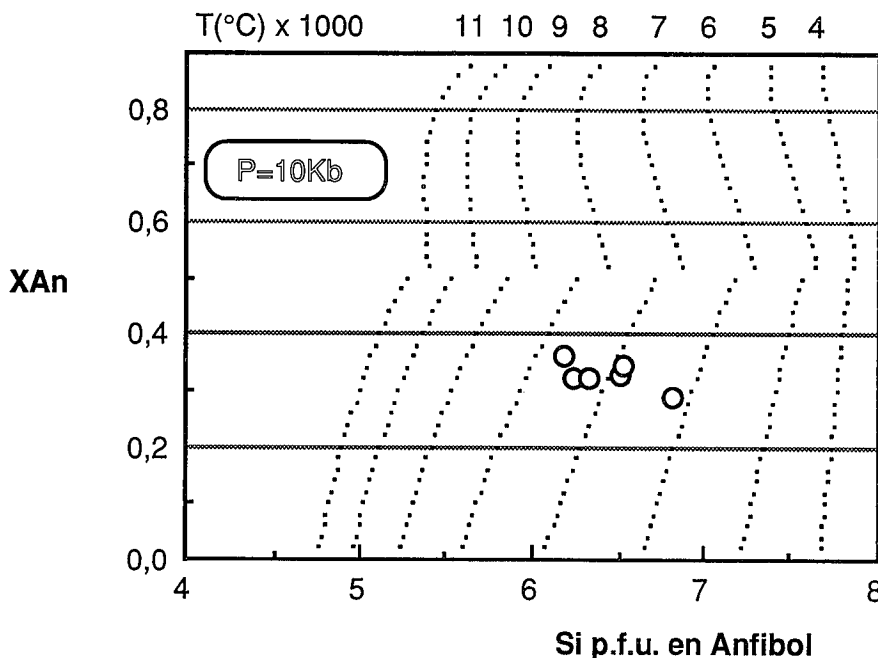
— Hammarstron y Zen (1986): 8 kb para los anfíboles de las gabronoritas olivínicas, y 3,4 kb para los de los Qz-gabros.

— Hollister *et al.* (1987): 8,6 kb para los anfíboles de las gabronoritas olivínicas, y 3,5 kb para los de los Qz-gabros.

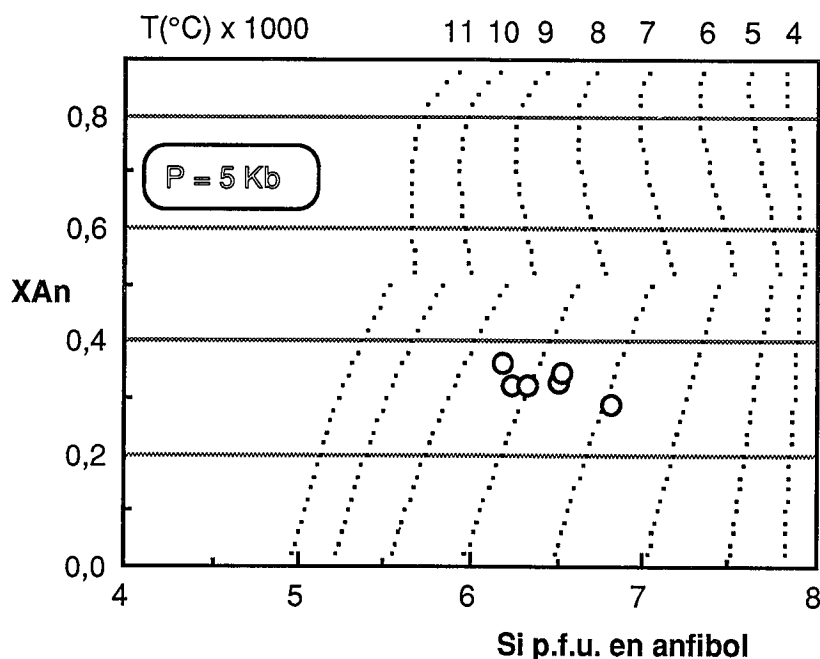
Johnson y Rutherford (1988): 6,6 kb para los anfíboles de las gabronoritas olivínicas, y 2,7 kb para los de los Qz-gabros.

Los barómetros de Hammarstron y Zen (1986) y Hollister *et al.* (1987) son empíricos, basándose en las paragénesis de la aureola de plutones graníticos calcoalcalinos. El de Johnson y Rutherford (1988) es experimental pero se basa en que la asociación: fundido-fluido-cuarzo-sanidina-plagioclasa-biotita-esfena-ilmenita o magnetita tampona el contenido de Al de los anfíboles coexistentes. Este requisito no se cumple claramente en los anfíboles de las rocas estudiadas por lo que se desestima su aplicación. Existe un amplio solapamiento entre los valores hallados mediante estos geobarómetros y aquéllos obtenidos de la aplicación de la ecuación de Blundy y Holland (1990), lo que da un margen de confianza a pesar de que este último barómetro da resultados que oscilan en un intervalo de  $\pm 4$ Kb (Blundy y Holland, 1990).

Respecto a las condiciones de temperatura, Blundy y Holland (1990) han calibrado un termómetro basado en dos reacciones de intercambio entre anfíbol



Si p.f.u. en Anfíbol



Si p.f.u. en anfíbol

Fig. 5.—Diagramas de X<sub>An</sub> (fracción molar de anorthite en plagioclasa) vs. Si p.f.u. (por fórmula unidad) basado en el termómetro de Blundy y Holland (1990) para pares anfíbolplagioclasa. El contenido de Si p.f.u. ha sido promedio para cada cristal.

Fig. 5.—X<sub>An</sub> (Mole fraction of anorthite) vs. Si p.f.u. (per formula unit) based on thermometer by Blundy and Holland (1990). The Si content is the average for each single crystal.

y plagioclasa: [Ed + 4Qz = Tr + Ab] y [Pg + 4Qz = Hb + Ab]. Asumiendo que la principal sustitución en anfíboles es la edenítica ellos han llegado a la siguiente expresión:

$$T = (0,677 P - 48,98 + Y) / (-0,0429 - 0,008314 \ln K)$$

Donde:

$$K = ((Si-4)/(8-Si))^* X_{Ab}^{Pl}$$

El valor de Y = 0 en el caso de que X<sub>Ab</sub> > 0,5; o Y = -8,06 + 25,5 (1 - X<sub>Ab</sub>) cuando X<sub>Ab</sub> < 0,5.

El diagrama (% An vs. Si p.f.u.)

(fig. 5) muestra un intervalo de temperaturas de cristalización para el anfíbol que va de 850 a 700° C lo que probablemente indica condiciones subsolidus de cristalización. El contenido de Ti de la hornblenda puede ser utilizado como geotermómetro a pesar de que su abundancia está fuertemente relacionada con la fugacidad de oxígeno (Helz, 1973) asumiendo que en muchos magmas basálticos la fugacidad de oxígeno es próxima a la del tampón QFM (Haggerty, 1976; Morse, 1980). Esta condición implica que la ilmenita debe estar presente.

Otten (1984) ha desarrollado las dos ecuaciones siguientes:

$$T > 970^\circ \text{C}; T (^\circ \text{C}) = 273 * (\text{Ti}/23 \text{O}) + 877$$

$$T > 970^\circ \text{C}; T (^\circ \text{C}) = 1.204 * (\text{Ti}/23 \text{O}) + 545$$

Los resultados obtenidos dan temperaturas muy dispares para un mismo cristal, reflejando la alta heterogeneidad en la distribución del Ti. La fugacidad de oxígeno es elevada, como la indica la presencia de magnetita, por lo que los contenidos de Ti deberían ser bajos (Helz, 1973), y la aplicación del termómetro daría unas estimaciones de temperatura mínima. No obstante, la inhomogénea distribución del Ti indica unas condiciones de cristalización, probablemente subsolidus, con una baja tasa de difusión del Ti que impide la aplicación del termómetro.

## Conclusiones

1. El «patchy zoning» que ha sido descrito por diversos autores en anfíboles de rocas ígneas (Czamanske y Wones, 1973; Mason, 1978; Hendry *et al.*, 1985; Chivas, 1981; Pe-Piper, 1988) ha sido también observado en los anfíboles de las rocas cortlandíti-

cas de Gredos, lo que parece indicar la no existencia de procesos de reequilibrio posteriores.

2. El anfíbol cristalizó como fase postcúmulus junto con la flogopita, formando una asociación Ph-Amp-Opx en equilibrio.

3. La alta relación Mg/(Mg + Fe<sup>2+</sup>) indica unas condiciones de cristalización con alta fugacidad de oxígeno que son parte de los procesos postcúmulus y que implican probablemente un estadio cerca del solidus y otro sub-solidus.

4. La tipología de estos anfíboles corresponde principalmente a Hornblendas tschermakíticas, magnesio-hornblendas y tschermakitas, encontrándose también pargasita y magnesio-hastingsita.

5. Las sustituciones más importantes son una combinación de edenita, hornblenda, pargasita y hastingsita.

6. Químicamente caen en el campo de los anfíboles ígneos.

7. Las estimaciones de presión y temperatura, sobre los anfíboles de rocas cortlandíticas y gabros asociados que afloran en un mismo macizo de dimensiones reducidas (3 × 4 km), dan condiciones de mayor presión para las rocas más básicas del macizo. Si rocas que pertenecen a un mismo macizo presentan condiciones de presión tan distintas (10 kb para los anfíboles de las gabronoritas olivínicas, a 5 kb para los de los Qz-gabros), parece razonable pensar que este macizo máfico evolucionó hacia condiciones de menor presión, a medida que cristalizaba, en el seno del magma granodiorítico que lo engloba, lo que por otra parte indica, que coexistieron como magmas de naturaleza máfica y félsica, respectivamente.

## Referencias

- Blundy, J. D. and Holland, T. J. B. (1990): *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, 208-224.
- Chivas, A. R. (1981): *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78, 389-403.
- Czamanske, G. K. and Wones, D. R. (1973): *Journal of Petrology*, 14, part. 3, 349-380.
- Droop, G. T. R. (1987): *Mineralogical Magazine*, 51, 431-435.
- Galán, G. (1984): Tesis Doctoral. *Universidad de Oviedo*.
- Haggerty, S. E. (1976): *Reviews in Mineralogy*, 3, *Oxide Minerals*. Mineral. Soc. Am., ch. 8.
- Hammarstron, J. M. and Zen, E-An (1986): *American Mineralogist*, 71, 1.297-1.313.
- Helz, R. T. (1973): *Journal Petrology*, 14, 249-302.
- Hendry, D. A. F.; Chivas, A. R.; Long, J. V. P. and Reed, S. J. B. (1985): *Cont. Mineral. Petrol.*, 89, 317-329.
- Johnson, M. C. and Rutherford, M. J. (1989): *Geology*, 17, 837-841.
- Leake, B. E. (1978): *Canadian Mineralogist*, 16, 501-520.
- Mason, D. R. (1978): *Geology*, 73, 878-890.
- Morse, S. A. (1980): *Journal Petrol.*, 21, 685-719.
- <sup>1</sup>Otten, M. T. (1984): 86, 189-199.
- <sup>2</sup>Papike, J. J.; Cameron, K. L. and Baldwin, K. (1974).
- Pe-Piper, G. (1988): *American Mineralogist*, 73, 993-1.006.
- Robinson, P.; Spear, F. S.; Schumacher, J. C.; Laird, J.; Klein, C.; Evans, B. W. and Doolan, B. L. (1982): *Ibid.* 9B. *Amphiboles: Petrology and experimental phase relations*. (D. R. Veblen and P. H. Ribbe, eds.). 1-227.
- Stout, J. H. (1972): *J. Petrol.*, 13, 99-145.

Recibido el 1 de febrero de 1991  
Aceptado el 1 de marzo de 1991

<sup>1</sup>Publicado en: *Contrib. Rin. Petrol.*

<sup>2</sup>Geol. Soc. Amer. Annual Meeting, Miami Beach, Florida.