

ten extraer las siguientes conclusiones: 1.^a) El mecanismo evolutivo principal (a la luz de las tierras raras) en C. de R. parece haber sido un proceso de cristalización fraccionada no necesariamente sencillo. Asimismo parece existir una cierta relación de interdependencia genética de unas facies con respecto a la anterior o anteriores. 2.^a) El comportamiento de las REE resulta compatible con la diferenciación hacia términos ácidos, al menos en rocas que, como estas, poseen contenidos en SiO₂ superiores al 68%, en concordancia con las ideas expuestas por Fourcade (op. cit.) y Sawka *et al.* (op. cit.). El contenido en fases accesorias como allanita, esfena, apatito, etcétera, resulta fundamental en la interpretación de las tierras raras. Las correlaciones entre ΣREE y diversos minerales (representados por contenidos modales, composiciones normativas u óxidos representativos de los mismos) señalan sin lugar a dudas la preponderancia de las fases accesorias

sobre las esenciales, tal y como defienden numerosos autores: Arth y Hanson (op. cit.), Mahood y Hildret (op. cit.), etcétera. 4.^a) La utilización de minerales normativos (según norma CIPW u otras como la de Rittmann, 1973) resulta ser un método cómodo y práctico para la determinación del grado de influencia cualitativa de los diferentes minerales en el comportamiento de las REE.

Referencias

Arth, J. G. y Hanson, G. N. (1975): *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 39, 325-362.
 Cocherie, A. (1978): *These 3^{eme} Cycle*. Univ. de Rennes, 181 pp.
 Cuesta, A. (1987): *Resum. IX Reun. de Xeol. e Min. do NO Peninsular. Laxe*, pp. 3-5.
 Evensen, M. M.; Hamilton, P. J. y O'Nions, R. K. (1976): *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 42, 1.199-1.212.

Fourcade, S. (1981): *Géochimie des granotoïdes. These 3^{eme} Cycle*. Univ. de París, VII, 189 pp.
 Gromet, L. P. y Silver, L. T. (1983): *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 47 (5), 925-939.
 Mahood, G. y Hildreth, W. (1983): *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 47 (1), 11-30.
 Miller, C. F. y Mittlefehldt, D. W. (1982): *Geology*, 10 (3), 129-133.
 Ortega Cuesta, L. A. (1987): *Tipología de tierras raras de granitos post-cinemáticos de Galicia (NW de España)*. Tesis de Licenciatura. Universidad del País Vasco, 135 pp.
 Ortega Cuesta y Gil Iburguchi, J. I. (en prensa): *Rare earth elements composition of late to post-kinematic hercynian granitoids from Galicia (NW Spain)*.
 Rittman, A. (1973): *Stable mineral assemblages of igneous rocks*. Springer-Verlag. Heidelberg.
 Sawka, W. N.; Chapell, B. W. y Norrish, K. (1984): *Geology*, 12 (3), 1131-1134.

Recibido el 30 de septiembre de 1988
 Aceptado el 10 de octubre de 1988

Gabros coroníticos en el macizo cristalino de Toledo

L. Barbero. Departamento de Petrología y Geoquímica. Facultad de Ciencias Geológicas. 28040 Madrid.
 C. Villaseca. Departamento de Petrología y Geoquímica. Facultad de Ciencias Geológicas. 28040 Madrid.

ABSTRACT

The Bastida gabbros massif is formed by olivine norites and piroxene gabbro-norites. The metamorphic conditions are those of the intermediate to low pressure granulite facies, producing the coronitic texture that exhibit this gabbros.

Barbero, L. y Villaseca, C. (1988): Gabros coroníticos en el macizo cristalino de Toledo. *Geogaceta*, 5, 66-68.

Key words: *Coronitic gabbros, Hercynian Toledo massif.*

Encuadre geológico

El único afloramiento de gabros coroníticos que se conoce hasta el momento en el macizo cristalino de Toledo está situado en la Ermita de La Bastida. Afloran como una lámina plegada en antifirma de dirección N140E concordante con las estructuras visibles de la unidad migmatizada de Toledo. Son masivos macroscópicamente, pero hacia los bordes presentan una foliación paralela a la del encajante. Pueden aparecer intruidos por los leucogranitos anatécnicos del

sector, con fenómenos de brechificación y transformación variable (Aparicio, 1971). Son intrusivos en momentos previos a la etapa metamórfica principal del área.

Descripción petrográfica

El macizo de gabros de La Bastida está constituido principalmente por dos tipos de rocas: gabros olivínicos de grano medio a fino y gabros piroxénicos de un tamaño de grano algo mayor y más leucocráticos. Esporádi-

camente aparecen también algunos términos más diferenciados, cuarzo-dioríticos, en los bordes transformados del macizo.

Los gabros olivínicos están formados por plagioclasa (An₆₀), olivino (Fo₉₀), ortopiroxeno (En₈₅), anfíbol (de tipo magnesiohastingsita), biotita y espinela. Se clasifican como noritas olivínicas.

Los gabros piroxénicos están constituidos por plagioclasa (An₅₀), ortopiroxeno (En₈₅), clinopiroxeno de tipo endiopsido, magnesiohastingsita y bio-

tita. Se clasifican como gabronoritas piroxénicas.

De estos tipos litológicos los únicos que presentan texturas coroníticas importantes son las noritas olivínicas.

La textura ígnea original varía de intergranular a ofítica-subofítica. Esta última se debe a grandes cristales de ortopiroxeno que al crecer han englobado, parcial o totalmente, a cristales previos de plagioclasa y olivino. En algunos casos se observan también texturas subofíticas producidas por grandes cristales de olivino que encierran parcialmente plagioclasa.

Como consecuencia del metamorfismo sufrido se han desarrollado una serie de texturas de recristalización entre el olivino y la plagioclasa. Se pueden distinguir tres tipos texturales diferentes:

1. Coronas simples de ortopiroxeno

Es la corona más frecuente. Consiste en una banda continua de diversos cristales de ortopiroxeno dispuestos alrededor del olivino (fig. 1a). La anchura de estas coronas es variable. Normalmente es de 400-500 micras. En ocasiones llega incluso a desaparecer casi totalmente el cristal de olivino sobre el que se han generado. El contacto interno de estas coronas es planar o ligeramente convexo hacia el olivino. El contacto externo normalmente es con plagioclasa, siendo entonces planar o ligeramente irregular.

2. Coronas dobles de ortopiroxeno y anfíbol

Con frecuencia se desarrolla una segunda corona inmediatamente encima de la de ortopiroxeno, de un anfíbol marrón pleocroico (fig. 1a). No suelen tener tanta continuidad como las de ortopiroxeno y su textura tiende a ser granoblástica, con cristales equidimensionales y gran cantidad de contactos triples entre sí. También pueden crecer radiales respecto al borde de las coronas tipo 1. El contacto con la banda interna de ortopiroxeno es muy irregular. No es infrecuente que aparezca biotita en estas coronas de anfíbolización.

En ocasiones se observa una general anfíbolización de las coronas piroxénicas previas, pudiendo el anfíbol contactar con el olivino, quedando el ortopiroxeno residual.

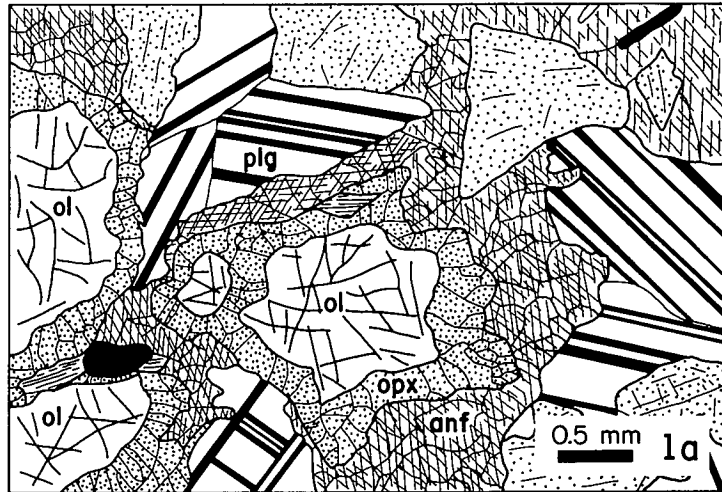


Fig. 1.—Aspectos texturales de los gabros coroníticos. 1a) Corona de ortopiroxeno en gabro anfíbolizado. 1b) Corona doble, incompleta, de ortopiroxeno y de ortopiroxeno con espinela en texturas simplectíticas.

3. Coronas dobles de ortopiroxeno y espinela simplectíticas

Este tipo de coronas es el más infrecuente en los gabros estudiados. Consiste en una segunda corona, de contacto planar, alrededor de la de tipo 1, de menor tamaño y más discontinua. Está constituida por un crecimiento simplectítico entre ortopiroxeno y espinela verde. Esta última aparece en forma de cristales dactilíticos, dispuestos en forma de abanico abierto hacia la parte externa de la corona (fig. 1b).

Condiciones del metamorfismo

La formación de coronas en rocas básicas puede deberse a dos mecanismos: reacción entre un baño mag-

mático y cristales o reacciones subsólidas intercrystalinas en condiciones metamórficas (Grieve y Gittins, 1975).

Según indica Ohnenstetter y Rossi (1987), para que el olivino pueda reaccionar con un baño magmático, éste ha de tener una fuerte actividad de Al_2O_3 , para que pueda dar origen a la espinela y el ortopiroxeno que se observan en estas coronas. Debería, pues, producirse una cristalización temprana del olivino con respecto a la plagioclasa para que éste pudiera reaccionar con el líquido. En el caso de los gabros coroníticos de Toledo se deduce por criterios texturales una cristalización simultánea o algo posterior del olivino respecto de la plagioclasa. Por otra parte, el hecho de que las coronas se encuentren siempre entre los primitivos contactos olivino-

plagioclasa refuta una hipótesis magmática para el origen de las mismas.

Las reacciones que gobiernan la formación de coronas entre olivino y plagioclasa podrían ser, en condiciones anhidras, $Ol + Plg = Opx + Clpx + Plg \pm Sp$ (1) y, en condiciones hidratadas, $Ol + Plg + H_2O = Anf + Sp \pm Opx \pm Plg$ (2).

La posición de estas reacciones en un diagrama P-T nos marca unas condiciones mínimas de presión para la recristalización de estas rocas de 7 kb, y temperaturas superiores a los 800°C (fig. 2).

Por otra parte, la región P-T de formación de simplectitas clinopiroxeno-plagioclasa, que en estos gabros aparecen después de la etapa de ortopiroxeno en coronas, se estiman por Selverstone y Stern (1983), entre 5 y 6,5 kb y 750 a 900°C.

La evolución P-T de los gabros coroníticos podría esquematizarse en la fig. 2. El magma básico podría solidificarse completamente al emplazarse en unas condiciones de presión de 7-8 kbs para que el olivino sea fase líquida (Green, 1982). Su pauta de enfriamiento (prácticamente isobárica, pues dominan los procesos de disipación térmica) cortaría a la curva de reacción de olivino y plagioclasa para producir las texturas coroníticas, en condiciones de granulitas de presión intermedia. A la vez o posteriormente se produce una hidratación de las rocas y, como consecuencia del metamorfismo orogénico, seguirían una pauta de descenso bórico a temperatura casi constante, que haría entrar a los metagabros en el dominio de formación de simplectitas de plagioclasa y piroxeno, y posteriormente en los campos de estabilidad de anfibol y, a menor temperatura, de la biotita, en unas condiciones ya próximas a 750°C y bajas presiones, durante la fusión seca del área (Andonaegui y Villaseca, 1988).

Referencias

Andonaegui, P. y Villaseca, C. (1988): *II Congr. Nac. Geol.*, Granada, 2, 7-10.

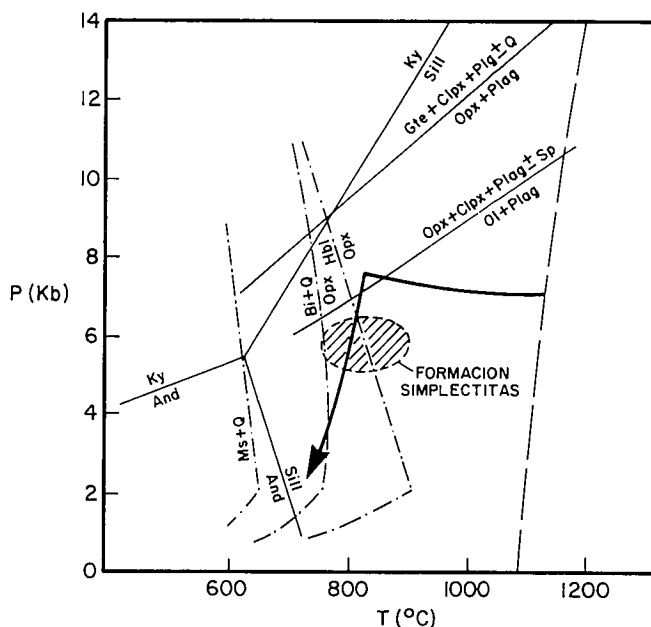


Fig. 2.—Trayectoria P-T de los gabros coroníticos. La pauta de enfriamiento es fundamentalmente isobárica, mientras que la pauta metamórfica es adiabática. Límites de fase de Green y Ringwood (1967). Región de formación de simplectitas, de Selverstone y Stern (1983). Curvas de formación de hornblenda, biotita y moscovita en condiciones secas ($PH_2O=2Kbs$), y de los polimorfos del silicato aluminico, según Dostal *et al.* (1980). Sólidos para basalto toleítico anhidro de Green (1982).

Aparicio, A. (1971): *Estudios Geol.*, 27, 369-414.

Green, D. y Ringwood, A. (1967): *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31, 767-833.

Green, T. (1982); En: Thorpe ed. (1982), 465-487.

Grieve, R. y Gittins, J. (1975): *Can. J. Earth. Sic.*, 12, 289-299.

Dostal, J.; Dupuy, L. y Leyreloup, A. (1980): *Earth. Plan. Sci. Lett.*, 50, 31-40.

Ohnenstetter, M. y Rossi, P. (1987): *Bull. Soc. France*, 8, 801-810.

Selverstone, J. y Stern, C. (1983): *Am. Miner.*, 68, 1.102-1.112.

Recibido el 30 de septiembre de 1988

Aceptado el 10 de octubre de 1988

Comentarios

Pregunta (A. Cuesta):—En otros dominios hercánicos ibéricos se conocen como

de metamorfismo de condiciones de alta presión de P baja, pero no conozco casos de condiciones como la expuesta en la comunicación. Además, todos estos complejos aparecen en su entorno con volumen claramente unerónicas con respecto al encajante:

—¿Cómo son las relaciones en este caso?

—¿Mecánicas?

—¿Sería entonces un proceso de metamorfismo prehercánico?

Respuesta (C. Villaseca).—La intrusión de estos sills gabroideos es previa a la etapa principal de deformación tectónica hercánica del área, por lo que los primitivos contactos intrusivos o mecánicos estarían aún transpuestos. Pensamos en contactos intrusivos por la abundancia de cuerpos cuarzodivíticos a granodivíticos de todo el sector, muy dispersos entre sí y ausencia de rocas miloníticas o cataclásticas antiguas en el contacto. En cuanto al proceso de granulitización del gabro, pensamos que se debe fundamentalmente a su enfriamiento con niveles uresovericales.