

Transformación de andalucita a sillimanita en granitos peraluminicos del batolito de los Montes de Toledo: implicaciones petrogenéticas

Andalusite-sillimanite transformation in peraluminous granites of the Montes de Toledo Batholith: petrogenetical implications

E. Merino ⁽¹⁾, C. Villaseca ⁽¹⁾, C. Pérez-Soba ⁽¹⁾ y J.A. López-García ⁽²⁾

⁽¹⁾ Departamento de Petrología y Geoquímica, Centro mixto UCM-CSIC, Fac. CC. Geológicas, 28040 Madrid. kikemer84@hotmail.com, granito@geo.ucm.es, pesoa@geo.ucm.es

⁽²⁾ Departamento Cristalografía y Mineralogía, Fac. CC. Geológicas, UCM, 28040 Madrid. jangel@geo.ucm.es

ABSTRACT

The Montes de Toledo Batholith comprises several felsic peraluminous granitic plutons characterized by the presence of two Al_2SiO_5 polymorphs: andalusite and sillimanite (as fibrolitic variety). Textural features indicate an igneous origin for andalusite, variably replaced by muscovite and fibrolite around it. We propose a combination of factors to explain this probable magmatic reaction: the decrease in minor element contents of andalusite (Fe, Mg, Mn, Ti) and the increase of volatiles in the melt (B, P, F, H_2O) along its cooling. This chemical variation influences the stability of both polymorphs, crystallizing initially igneous andalusite and, when the Fe content decreases, the sillimanite, in relation with muscovite, in a restricted P-T space close to the granite solidus conditions.

Key words: peraluminous granites, aluminum silicate stability, mineral chemistry, Iberian Hercynian Belt

Geogaceta, 44 (2008), 35-38
ISSN: 0213683X

Introducción

La presencia de silicatos aluminicos en rocas ígneas félsicas ocurre siempre de manera accesoria y su origen es controvertido. La mayor parte de ideas oscilan entre un origen metamórfico de los mismos (xenolítico o restítico) o un claro origen magmático (Clarke *et al.*, 2005). Tanto en rocas plutónicas como volcánicas peraluminicas es más frecuente la aparición de andalucita que la de su polimorfo de mayor temperatura, la sillimanita. La coexistencia de ambos polimorfos es poco común, caracterizada como incidental en trabajos recientes de síntesis (Clarke *et al.*, 2005).

En algunas rocas magmáticas se observa la presencia de ambos silicatos aluminicos sin relaciones claras de equilibrio (p.e. Pérez-Soba, 1992). Hay casos descritos donde se observa cómo la sillimanita precede a la cristalización de andalucita y se interpreta bien como sustitución magmática según disminuye la temperatura del fundido (p.e. las riolitas de Macusani, Pichavant *et al.*, 1988), bien como sustitución de sillimanita residual (xenolítica o del área fuente) por andalucita ígnea (D'Amico *et al.*, 1981). En otros ca-

sos, es la sillimanita la que texturalmente parece posterior a la andalucita, normalmente en forma de variedad fibrolítica. La sustitución del polimorfo de menor temperatura por sillimanita fibrolítica ha sido interpretado de diversas maneras: i) incremento de temperatura según avanza la fusión en magmas félsicos ligeramente extravasados (granitos del Himalaya, Visoná y Lombardo, 2002), ii) metamorfismo térmico inducido por la intrusión de nuevos cuerpos graníticos próximos (Barrera *et al.*, 1986), iii) alteraciones hidrotermales posteriores, de carácter subsolidus (Hassan Mohamud *et al.*, 2002), ó iv) equilibrio divariante entre ambos polimorfos, cuando existen elementos menores en su composición (Fe, Ti, Mg, Mn) (Kerrick y Speer, 1988; Fernández-Catuxo *et al.*, 1995).

En este trabajo se discute las relaciones texturales y el origen de ambos silicatos aluminicos y se propone un origen ígneo para esta sustitución.

Situación geológica

El Batolito de los Montes de Toledo (BMT) está formado por una agrupación

de plutones graníticos que se extienden desde Belvís de Monroy (Cáceres) a Madrudejos (Toledo), definiendo una alineación plutónica de dirección aproximada E-W. Esta alineación plutónica es de carácter marcadamente peraluminico y por ello numerosos granitos presentan minerales índices ricos en Al_2O_3 : Al-biotita, moscovita, cordierita, andalucita, sillimanita, turmalina, etc. La coexistencia de andalucita y sillimanita sólo ha sido observada en dos plutones del sector: Peraleda de San Román (Cáceres) y Aldeanueva de Barbarroja (Toledo). En este plutón ya había sido mencionado previamente por Andonaegui y Barrera (1984) y Fernández-Catuxo *et al.* (1995). También se ha incluido en este estudio, a efectos comparativos, datos de química mineral del plutón de granitos de dos micras de Belvís de Monroy (Cáceres), con moscovita idiomorfa de gran tamaño.

Todo este grupo de plutones graníticos peraluminicos intruyen en series metasedimentarias fundamentalmente precámbricas, en etapas tardi-Hercínicas, tal vez tardi-D3, aunque apenas hay datos geocronológicos del BMT.

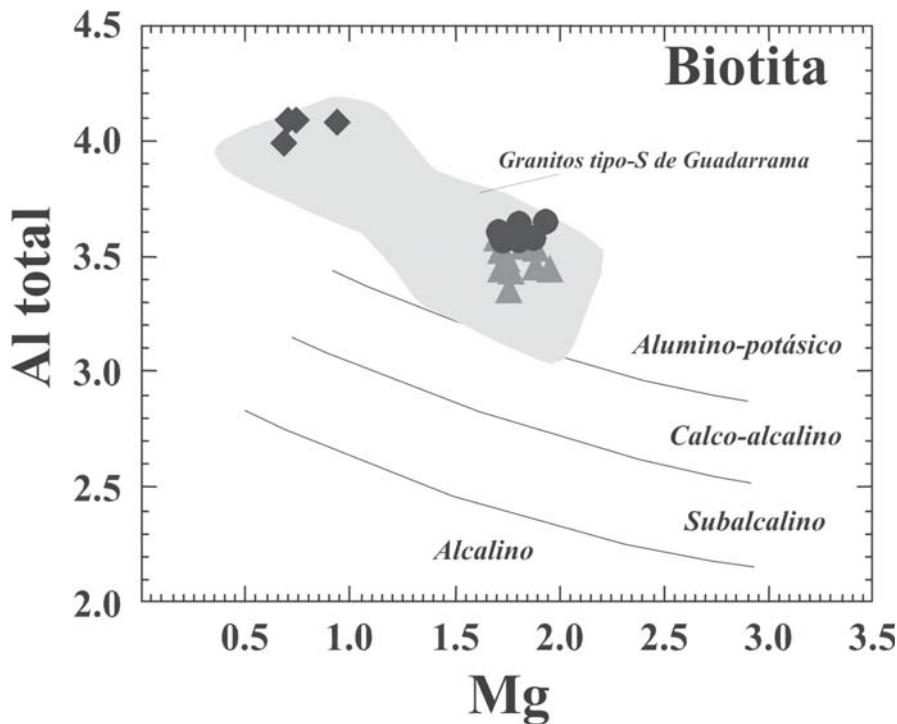


Fig. 1.- Diagrama Al_{tot} - Mg de clasificación química de biotitas (Nacht *et al.*, 1985). Los símbolos corresponden con: ●, biotitas de Aldeanueva; ▲, biotitas de Peraleda; y ◆, biotitas de Belvís. Se muestra también el campo composicional de biotitas de granitos peraluminicos de tipo-S de la Sierra de Guadarrama (Villaseca y Barbero, 1994).

Fig. 1.- Al_{tot} vs Mg diagram for biotite from Aldeanueva (●), Peraleda (▲) and Belvís de Monroy (◆) plutons. Biotite compositional fields from different magmatic series are taken from Nacht *et al.* (1985). It is also included the biotite compositional field of peraluminous S-type granites from the Sierra de Guadarrama (Villaseca and Barbero, 1994).

Andonaegui (1990) obtiene una isocrona Rb-Sr de 320 ± 8 Ma para el plutón Mora – Las Ventas, uno de los más orientales del batolito. Los plutones de Peraleda y Aldeanueva son granitos muy félsicos (de 68.3 a 74.5 % de SiO_2), aunque no tanto como el leucogranito de Belvís de Monroy (73 a 75 % de SiO_2) (Andonaegui y Barrera, 1984, y datos inéditos). Los granitos estudiados suelen presentar numerosos micro-enclaves de rocas foliadas (xenolitos metamórficos, restitas?) o simplemente *surmicaceous* (según la nomenclatura de Didier y Barbarin, 1991).

Petrografía y química mineral

Los granitos estudiados presentan como minerales fundamentales: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, cordierita, silicatos aluminicos y moscovita. Como accesorios aparecen apatito, circón, monacita, ilmenita, xenotima y turmalina.

La plagioclasa es de composición ácida, de tipo oligoclasa-albita (An_{35} a An_5), poco zonada. El feldespato potásico es poco peritítico y puede llegar a tener hasta un 20 % de molécula de albita. Ambos feldespatos tienen concentraciones apre-

ciables de P_2O_5 (hasta un 0.42 %), aunque en rangos menores a los del plutón hiperfosfórico de Belvís de Monroy (con feldespatos de hasta el 1 % de P_2O_5).

La biotita es muy aluminica y se proyecta en el campo de series aluminopotásicas de Nacht *et al.* (1985) (Fig. 1). Hay dos tipos texturales de moscovita en ambos granitos: Ms-subsolidus, formando agregados policristalinos que sustituyen a minerales del granito (p.e. feldespatos, cordierita, biotita), y Ms-ígnea, que forma prismas algo mayores y ocasionalmente, sin evidencias de proceder de la transformación de otros minerales. La andalucita se transforma a Ms-ígnea, monocristales subidiomorfos, a veces de gran tamaño, que la engloban y pseudomorfizan parcialmente. En el granito de Belvís de Monroy, la moscovita es claramente magmática pues forma placas de gran tamaño (casi centimétrica), más abundante que la propia biotita, a la que a veces incluye. Químicamente todas las moscovitas estudiadas tienen unos contenidos en TiO_2 muy parecidos, proyectándose en su mayoría en el campo de moscovitas ígneas según Monier *et al.* (1984).

La cordierita puede ser de gran tamaño (de hasta 2 cm) e idiomorfa. Suele apa-

recer muy transformada a agregados pinníticos o micáceos, y sólo ha podido ser analizada en el plutón de Aldeanueva, en las facies de granitos sincinemáticos de la serie-I de Andonaegui y Barrera (1984). Su composición en X_{Mg} varía de 0.56 a 0.58 y con relativa poca cantidad de Mn y Na, aunque suficiente para proyectarse en campos ígneos (Villaseca y Barbero, 1994). La cordierita presenta inclusiones dispersas de cuarzo, biotita y rara sillimanita, lo que apunta a un origen magmático no cotéctico, es decir, posiblemente reaccional con material restítico (o xenolítico), incluido en el magma granítico (tipo CG1 de Erdmann *et al.*, 2004) (véase también, Andonaegui y Barrera, 1984).

La andalucita aparece en cristales grandes (hasta 5 mm) idiomorfos, libre de inclusiones y químicamente zonada, indicios evidentes de un origen magmático de la misma (Clarke *et al.*, 2005). La andalucita siempre está envuelta por moscovita. Ocasionalmente, asociada a la moscovita aparece la sillimanita, siempre fibrolítica, pues no supera 100 mm su sección. Estas relaciones texturales apuntan a una clara evolución temporal de andalucita hacia sillimanita (Fig. 2). En estos granitos también aparecen micro-agregados ricos en fibrolita-moscovita, a veces con abundante biotita, que recuerdan los agregados micáceos (*surmicaceous*) de Didier y Barbarin (1991).

La andalucita presenta ligeros zonados en cuanto al contenido en FeO de la misma, (en el rango de 0.58 % en el núcleo del cristal, a 0.23 % en su borde, Fig. 3), inferiores a los analizados anteriormente en el plutón de Aldeanueva (Fernández Catuxo *et al.*, 1995).

Finalmente, destaca la abundancia de apatito rico en flúor (hasta el 5% en peso) en todos estos granitos peraluminicos.

Discusión

La evolución de andalucita claramente magmática hacia sillimanita hace difícil suponer la presencia de sillimanita relicta o metamórfica (xenolítica). Un origen tardío, metamórfico o hidrotermal, también es discutible, habida cuenta del carácter tardi-Hercínico de estos plutones y la alta temperatura necesaria para formar sillimanita. No obstante hay agregados fibrolíticos dispersos en estos granitos que a primera vista podrían ser interpretados como enclaves restíticos o xenolíticos variablemente asimilados. No hemos encontrado diferencias químicas significativas entre ambos tipos de

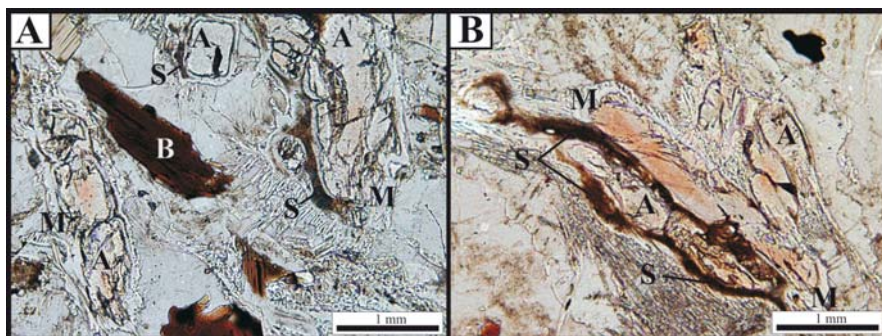


Fig. 2.- Fotomicrografías con luz polarizada paralela, de granitos peraluminosos de Peraleda de San Román (Cáceres), mostrando las relaciones texturales entre andalucita (A), moscovita (M), sillimanita fibrolítica (S) y biotita (B). A) muestra 106809, B) muestra 106810. La andalucita (variablemente pleocroica por presentar zonado químico) aparece envuelta por moscovita y fibrolita. Escala igual a 1 mm. Ver texto para más aclaraciones.

Fig. 2.- Microphotographs showing textural relationships between andalusite (A), muscovite (M), fibrolitic sillimanite (S) and biotite (B) of the Peraleda peraluminous granites. Andalusite crystals are zoned, showing different grey intensities. In both samples (A: 106809, B: 106810), andalusite occurs wrapped by muscovite and fibrolitic sillimanite. Plane polarized light. Bar scale of 1 mm. See text for further detail.

sillimanitas fibrosas, aunque tienen ligeramente menores contenidos en Al_2O_3 las fibrolitas de agregados (61.7 a 64.1 %) que las que rodean a la andalucita (63.7 a 64.7 %) (Fig. 3). La fibrolita que aparece alrededor de la andalucita no tiene relación espacial explícita con esos agregados ricos en mica y fibrolita.

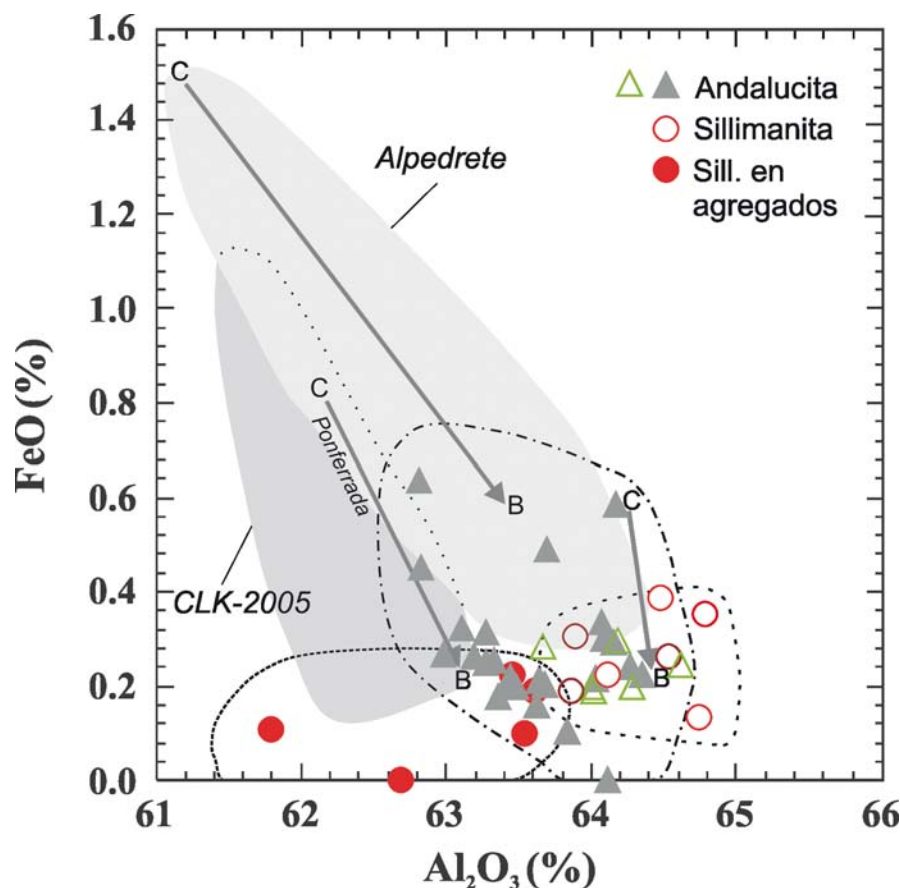
El grado de sustitución de Al por elementos minoritarios del tipo Fe, Ti, Mg y Mn es mayor en la andalucita que en la sillimanita (Fig. 3), como ya ha sido expuesto en trabajos previos (Kerrick y Speer, 1988; Fernández-Catuxo *et al.*, 1995). Estas sustituciones han sido utilizadas para considerar que el equilibrio entre ambos polimorfos es divariante en vez de univariante, pues habría un rango

P-T amplio de condiciones de transformación entre ambos. Si utilizamos el Kd de $(X_{\text{Al}_2\text{SiO}_5})^{\text{sill}}/(X_{\text{Al}_2\text{SiO}_5})^{\text{and}}$ observamos que para los pares estudiados fluctúa entre 1.005 y 1.016, lo que amplía el campo de estabilidad de la andalucita hacia mayor temperatura (unos 70° C) (Kerrick y Speer, 1988). Teniendo en cuenta que hay núcleos de andalucita más férricos que los em-

pleados en el cálculo, podría ser que se hubieran superado en temperaturas mayores (pongamos hasta 100 °C) el campo de estabilidad de la andalucita (véase razonamientos similares en Fernández-Catuxo *et al.*, 1995). Cuando el contenido en FeO disminuye (véase el zonado del silicato aluminico), estaríamos en el campo de estabilidad de la sillimanita, que reemplazaría parcialmente a la andalucita previa. Esta transformación polimórfica debe estar acoplada a la reacción de reemplazamiento de la andalucita a moscovita pues ocurre simultáneamente el crecimiento moscovita-sillimanita. Si esto fuera así, las condiciones de estas transformaciones estarían relativamente restringidas en un diagrama P-T (Fig. 4), pues la formación de andalucita/sillimanita y moscovita en líquidos graníticos limita mucho el espacio de coexistencia de todos ellos a condiciones muy próximas a la del solidus del granito félsico peraluminico (630 a 680 °C y 3-4 kbar) (Clarke *et al.*, 2005). También explicaría el carácter tardío e intersticial de la transformación a Ms+Sill, en un sistema magmático prácticamente sólido (es decir, con F –porcentaje de fundido– tendiendo a 0.001). Finalmente, la presencia de B, F, P y Al rebaja la temperatura del solidus granítico (Johannes y Holtz,

Fig. 3.- Diagrama de variabilidad de Al_2O_3 vs FeO (% en peso) de silicatos aluminicos en granitos. Las flechas corresponden con zonados en los cristales de andalucita y apuntan hacia su borde (B). Otros datos expuestos son: zonados en andalucitas del granito de Ponferrada (Fernández Catuxo *et al.*, 1995), zonado y campo composicional de andalucitas de una facies aplo-pegmatítica de Alpedrete (Villaseca, inédito), campo composicional de andalucitas de Clarke *et al.* (2005) (CLK-2005).

Fig. 3.- Al_2O_3 vs FeO (weight %) diagram for aluminosilicate composition in granites. Arrows show core (C) to rim (B) zoning of andalusite crystals from the Peraleda and Ponferrada plutons (Fernández Catuxo *et al.*, 1995), and also from a pegmatite facies of the Alpedrete pluton (Villaseca per. com.). Andalusite compositional fields from Alpedrete pegmatites and summary data from Clarke *et al.* (2005) (CLK-2005) are also included.



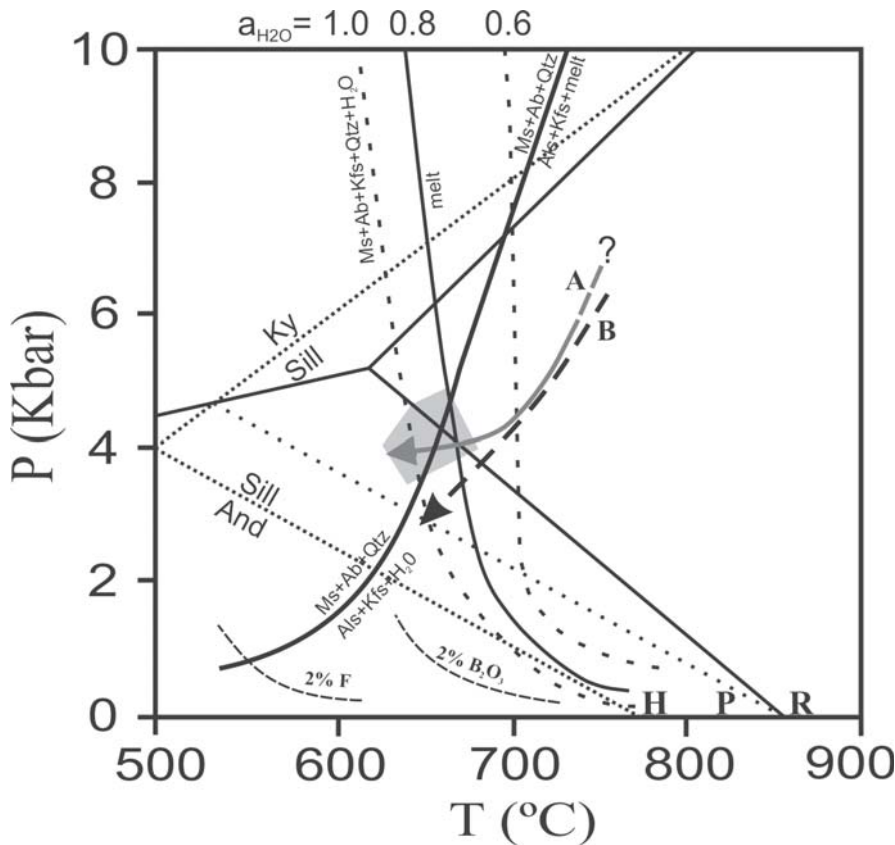


Fig. 4.- Diagrama P-T mostrando las condiciones probables de estabilidad de andalucita-sillimanita y moscovita en los granitos estudiados (campo gris). Se muestra también la pauta de cristalización definida por Andonaegui y Barrera (1984) para el plutón de Aldeanueva (B). Campos de estabilidad del silicato aluminico según H: Holdaway (1971), P: Pattison (2001) y R: Richardson et al. (1969). Otros equilibrios (solidus) del sistema granítico y estabilidad de la moscovita, según Johannes y Holtz, 1996).

Fig. 4.- P-T diagram showing the estimated crystallization conditions for studied granites (grey field). Crystallization path of the Aldeanueva pluton from Andonaegui and Barrera (1984) is also included (B). Andalusite-sillimanite-kyanite equilibria are taken from: H- Holdaway (1971), P- Pattison (2001), and R- Richardson et al. (1969). Melting curves and reactions involving muscovite are taken from Johannes and Holtz (1996).

1996), ampliando notablemente las condiciones de equilibrio entre andalucita, sillimanita, moscovita y el líquido granítico residual, lo que permitiría estas transformaciones a niveles más someros (Fig. 4).

Agradecimientos

El estudio se incluye dentro de los objetivos del proyecto CGL2004-02515, que ha financiado los diversos gastos necesarios para su consecución. Agradecemos a Alfredo Larios (CAI de Microscopía Electrónica, UCM, Madrid) la ayuda prestada en la obtención de los datos de microsonda electrónica. JALG agradece la concesión de una Bolsa de Viajes UCM.

Referencias

Andonaegui, P. (1990). *Geoquímica y geocronología de los granitoides del sur de Toledo*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 357 p.
 Andonaegui, P. y Barrera, J.L. (1984). *Boletín Geológico y Minero de España*, 95, 165-183.
 Barrera, J.L., Bellido, F. y Klein, E. (1986). *Geologie en Mijnbouw*, 64, 413-422.
 Clarke, D.B., Dorais, M., Barbarin, B., Barker, D., Cesare, B., Clarke, G., El Baghdadi, M., Erdmann, S., Förster, H.-J., Gaeta, M., Gottesmann, B., Jamieson, R.A., Kontak, D.J., Koller, F., Gomes, C.L., London, D., Morgan VI, G.B., Neves, L.J.P.F., Pattison, D.R.M.,

Pereira, A.J.S.C., Pichavant, M., Rapela, C.W., Renno, A.D., Richards, S., Roberts, M., Rottura, A., Saavedra, J., Sial, A.N., Toselli, A.J., Ugidos, J.M., Uher, P., Villaseca, C., Visonà, D., Whitney, D.L., Williamson, B. y Woodard, H.H. (2005). *Journal of Petrology*, 46, 441-472.
 D'Amico, C., Rottura, A., Bargossi, G.M. y Nannetti, M.C. (1981). *Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 38, 15-25.
 Didier, J. y Barbarin, B. (1991). *Enclaves and Granite Petrology*. Developments in Petrology, 13, Elsevier, 625 p.
 Erdmann, S., Clarke, D.B. y MacDonald, M.A. (2004). *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 95, 99-110.
 Fernández-Catuxo, J., Corretgé, L.G. y Suárez, O. (1995). *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 18, 55-71.
 Hassan Mohamud, A., Casquet, C., Pérez del Villar, L., Cozar, J. y Pellicer, M.J. (2002). *Geogaceta*, 32, 23-26.
 Holdaway, M.J. (1971). *American Journal of Sciences*, 271, 97-131.
 Johannes, W. y Holtz, F. (1996). *Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks*. Springer-Verlag, 335 p.
 Kerrick, D.M. y Speer, J.A. (1988). *American Journal of Science*, 288, 152-192.
 Monier, G., Mergoïl-Daniel, J. y Labernardiere, H. (1984). *Bulletin de Mineralogie*, 107, 55-68.
 Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M. y Carron, J.P. (1985). *Comptes Rendus Academie des Sciences de Paris*, 301, 11; 813-818.
 Pattison, D.R.M. (2001). *American Mineralogist*, 86, 1414-1422.
 Pérez-Soba, C. (1992). *Petrología y geoquímica del macizo granítico de La Pedriza, Sistema Central español*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 225 p.
 Pichavant, M., Kontak, D.J., Herrera, J.V. y Clark, A.H. (1988). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 100, 300-324.
 Richardson, S.W., Gilbert, M.C. y Bell, P.M. (1969). *American Journal of Science*, 267, 259-272.
 Villaseca, C. y Barbero, L. (1994). *European Journal of Mineralogy*, 6, 691-710.
 Visonà, D. y Lombardo, B. (2002). *Lithos*, 62, 125-150.