

Determinación de las condiciones P-T del metamorfismo Famatiniano (470 - 430 Ma) mediante pseudosección en metabasitas de la Sierra del Espinal (Sierras Pampeanas Occidentales, Argentina)

Determination of P-T conditions of the Famatinian metamorphism (470 - 430 Ma) by pseudosection modeling in metabasites from the Sierra del Espinal (Western Sierras Pampeanas, Argentina)

Emilio Segovia Díaz¹, César Casquet Martín¹, Edgardo G. Baldo² y Carmen Galindo¹

¹ Departamento de Petrología y Geoquímica, IGEO (Universidad Complutense, CSIC), C/José Antonio Novais s/n, 28040 Madrid, España.

segoviadiaz@geo.ucm.es, casquet@geo.ucm.es, cgalindo@geo.ucm.es

² CICTERRA (CONICET-Univ. Nac. de Córdoba), Argentina. Avda. Vélez Sarsfield 1611, X5016GCA, Córdoba, Argentina. ebaldo@com.uncor.edu

ABSTRACT

In the Sierras de Maz and El Espinal (La Rioja, Argentina) a polymetamorphic basement (Maz terrane) records three metamorphic events: M1 and M2, Grenvillian (at ca. 1.05 and 1.2 Ga); M3, Famatinian (470 - 430 Ma). In the Ramaditas Domain in the Sierra de El Espinal, garnet amphibolites occur, which originated from basaltic dikes that intruded post-Grenvillian sediments. Therefore they underwent Famatinian metamorphism only. This allows to discriminate the effects of the M3 event, that overprints the Grenvillian ones. Pressure and peak temperature have been calculated by isopleth intersection on a P-T pseudosection in the system NCFMASH yielding values of 655 ± 60 °C and 7.2 ± 0.6 kbar. Metamorphism was of Barrovian type and involved remarkable crustal thickening.

Key-words: Western Sierras Pampeanas, Famatinian Orogeny, garnet amphibolites, P-T pseudosection.

Geogaceta, 52 (2012), 41-44.
ISSN 2173-6545

Introducción

El basamento pre-andino en las Sierras de Maz y El Espinal (Argentina, Fig. 1), muestra efectos superpuestos de metamorfismos de distintas orogénesis (polimeta-morfismo): Grenville *s.l.* (1,05 a 1,2 Ga) y Famatiniana (430 a 490 Ma) (Casquet *et al.*, 2008; Rapela *et al.*, 2010). Las condiciones P-T de los diversos episodios metamórficos reconocidos, se han determinando hasta la fecha con termobarometría convencional y con THERMOCALC en el modo *average PT* (Porcher *et al.*, 2004; Casquet *et al.*, 2006). El objetivo de nuestro trabajo en esta región es el de precisar la evolución

termobárica de cada episodio metamórfico mediante el empleo de métodos más avanzados: construcción de pseudosecciones P-T y la intersección de isopletas en ellas. Además, nuestro trabajo resulta novedoso ya que estamos modelizando rocas complejas, de las que existen pocas referencias en la literatura. Tal es el caso de gneises con anfibolita + granate (Segovia *et al.*, 2011) o del caso que aquí se presenta: una anfibolita granatífera.

Contexto geológico

Las Sierras de Maz, El Espinal y Ramaditas forman parte de las denominadas Sie-

RESUMEN

En las sierras de Maz y El Espinal (La Rioja, Argentina) el basamento polimeta-mórfico (terreno Maz) registra tres eventos metamórficos: M1 y M2, grenvillianos (entre 1,05 - 1,2 Ga); M3, famatiniano (470 a 430 Ma). En el Dominio de Ramaditas de la Sierra de Espinal afloran anfibolitas granatíferas derivadas de diques basálticos emplazados en sedimentos post-grenvillianos, por lo que su metamorfismo es exclusivamente famatiniano. Ello permite resolver los efectos de M3. En estas rocas se han calculado las condiciones P-T mediante intersección de isopletas en una pseudosección en el sistema NCFMASH, obteniéndose valores de 655 ± 60 °C y $7,2 \pm 0,6$ kbar. El metamorfismo fue de tipo Barroviense e implicó engrosamiento cortical significativo.

Palabras clave: Sierras Pampeanas Occidentales, Orogenia Famatiniana, anfibolitas granatíferas, pseudosección P-T.

Fecha de recepción: 14 de febrero de 2012

Fecha de revisión: 26 de abril de 2012

Fecha de aceptación: 25 de mayo de 2012

rras Pampeanas Occidentales de Argentina (Fig. 1). En ellas aflora un basamento pre-andino formado por un cinturón de rocas metamórficas de dirección NNW-SSE, con una foliación principal que buza regularmente hacia el este en la que, a través de una tectónica de cabalgamientos, se han dispuesto láminas de mayor grado metamórfico (orientales) sobre otras de menor grado (occidentales). En estas sierras se han identificado tres dominios separados por fajas de cizalla y/o fallas (Fig. 1). El central (dominio de Maz), corresponde a un terreno tectonoestratigráfico (*suspect terrane*) constituido por un basamento grenvilliano rejuvenecido en el Paleozoico inferior (Casquet

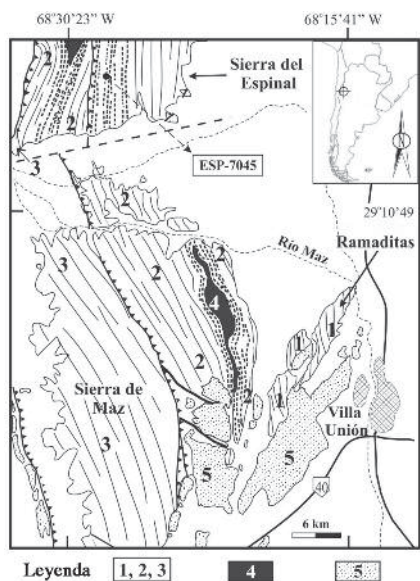


Fig. 1.- Mapa esquemático de las sierras de Maz y Espinal con la localización de la muestra ESP-7045. 1: Dominio de Ramaditas; 2: Dominio de Maz; 3: Dominio de Guandacol; 4: Anortositas de tipo massif; 5: Cobertera sedimentaria del Paleozoico superior.

Fig. 1.- Geological sketch map of Maz and Espinal ranges showing the location of the sample ESP-7045. 1: Ramaditas Domain; 2: Maz Domain; 3: Guandacol Domain; 4: Massif-type anorthosites; 5: Upper Paleozoic sedimentary cover.

et al., 2008) (Fig. 1). El dominio de Maz está formado por rocas metasedimentarias con edades de deposición pre-Grenvillianas (> 1,6 Ga), un arco magmático de tipo andino de 1,2 – 1,3 Ga) y anortositas de tipo *massif* de 1,07 Ga (Casquet et al., 2004; Rapela et al., 2010) resultantes de la orogénesis Grenville s.l.. El dominio oriental o de Ramaditas presenta mayor grado metamórfico y el occidental o de Guandacol es de menor grado; ambos dominios están formados por rocas metasedimentarias silicilásticas, y por mármoles y rocas de silicatos cálcicos post-grenvillianos (Neoproterozoico), así como por abundantes ortoanfibolitas.

El dominio de Maz muestra evidencias de superposición de dos episodios metamórficos grenvillianos (ca. 1,2 y 1,07 Ga, M1 y M2 respectivamente) y uno de edad Ordovícico superior - Silúrico (ca. 440 Ma, M3; Casquet et al., 2006 y 2008; Rapela et al., 2010). Entre M1-M2 y M3 la región experimentó diversos eventos extensionales, debidos a la ruptura de Rodinia (Casquet et al., 2012), y la consiguiente exhumación del orógeno grenvilliano. Sin embargo, los otros dos dominios sólo están afectados por M3, que se corresponde con el final de la orogénesis Famatiniana. El estudio del meta-

morfismo en los dominios monometamórficos es fundamental para determinar las condiciones P-T del metamorfismo Famatiniano y poder así separar sus efectos de los del metamorfismo Grenvilliano en el terreno Maz. Con este motivo se ha seleccionado una de las ortoanfibolitas del dominio de Ramaditas, en la Sierra de Espinal (ESP-7045; Fig. 1).

Petrografía

La roca seleccionada para la modelización es una anfibolita con granate, muy homogénea que representarían diques basálticos desmembrados, transpuestos a paralelismo con la foliación dominante durante la orogénesis famatiniana. Se intercalan entre gneises de dos tipos: 1) gneises migmatíticos con cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, granate y sillimanita; y 2) gneises anfibólicos, compuestos por cuarzo, hornblenda, granate, plagioclasa, biotita e ilmenita.

A escala microscópica (Fig. 2) es una roca homogénea compuesta por hornblenda, plagioclasa, granate, cuarzo, ilmenita y biotita accesoria (< 5%). Su textura es nematoblástica con una única foliación definida por la orientación de los cristales de anfíbol.

El granate se presenta como cristales subidioblásticos, en los que se aprecia una ligera resorción de los bordes en contacto con la hornblenda de la matriz. En la mayor parte de los casos tienen inclusiones de cuarzo e ilmenita groseramente concentradas hacia la parte interna de los cristales.

Todas las fases observadas se encuentran en contacto entre sí y el único indicio claro de desequilibrio es una sericitización parcial de la plagioclasa. Esto último sugiere un pequeño aporte de K por la acción tardía de fluidos hidrotermales. Por tanto, identificamos como paragénesis, probablemente próxima al pico metamórfico, la formada por: hornblenda + plagioclasa + granate + cuarzo + ilmenita + biotita.

Química mineral y de roca total

Los datos de química mineral se han obtenido mediante microsonda de electrones (WDS) en el Centro de Microscopía Electrónica "Luis Brú" de la UCM. En la Tabla I se presentan las composiciones promedio de los minerales analizados, así como del centro y borde de un perfil de granate

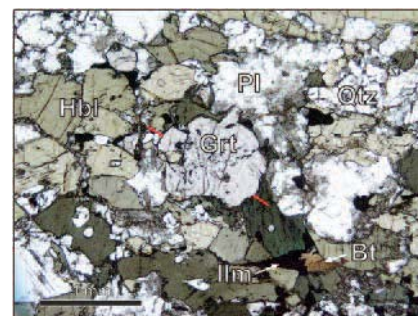


Fig. 2.- Microfotografía de la textura general de la muestra. Se indica con líneas rojas la posición del perfil de la figura 3.

Fig. 2.- Microphotograph of the general texture of the sample. The position of the profile from figure 3 is marked with red lines.

(Fig. 3). En éste se puede ver que las variaciones composicionales a través del cristal son mínimas: la relación Fe/(Fe+Mg) se mantiene entre 0,75 y 0,78; la relación Ca/(Ca+Fe+Mg), entre 0,19 y 0,21; y la relación Mn/(Mn+Fe+Mg+Ca) es siempre 0,01.

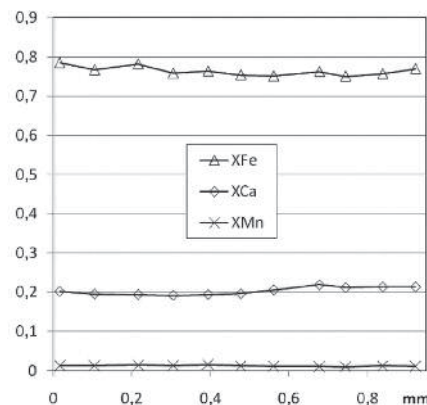


Fig. 3.- Perfil composicional del granate de la figura 2. Las relaciones representadas son: XFe = Fe/(Fe+Mg); XCa = Ca/(Ca+Fe+Mg) y XMn = Mn/(Mn+Fe+Mg+Ca).

Fig. 3.- Compositional profile of the garnet from figure 2. The plotted relations are: XFe = Fe/(Fe+Mg); XCa = Ca/(Ca+Fe+Mg) y XMn = Mn/(Mn+Fe+Mg+Ca).

De la composición química del resto de minerales destacamos las relaciones promedio Ca/(Ca+Na) = 0,45 de la plagioclasa; y la relación Fe/(Fe+Mg) = 0,51 de la hornblenda. Estos valores serán usados en la pseudosección, junto con la relación Ca/(Ca+Fe+Mg) = 0,20 del granate.

El análisis de roca total (Tabla II) se ha realizado en Actlabs (Ontario, Canadá; rutina: 4E-Lithoresearch). Esta composición corresponde a un protolito basáltico. Rocas con esta composición han sido modelizadas

	PI	Bt	Hbl	Grt-centro	Grt-borde
Análisis (wt%)					
SiO ₂	56,33	35,42	41,38	37,63	38,08
TiO ₂	0,03	3,33	1,32	0,03	0,05
Al ₂ O ₃	27,55	16,85	14,03	22,3	21,68
FeO Total	0,07	19,28	16,74	28,26	27,94
MnO		0,04	0,14	0,53	0,5
MgO		11,69	8,99	5,05	4,6
CaO	9,56	0,05	11,58	7,04	7,63
Na ₂ O	6,35	0,14	1,45		
K ₂ O	0,11	8,65	1,13		
Cr ₂ O ₃			0,03	0,06	0,04
F		0,14	0,04		
Cl		0,04	0,02		
Total	99,99	95,62	96,86	100,89	100,50
Fórmula en base a los oxígenos indicados					
Oxígenos (equiv.)	32	22	23	24	24
Si	10,131	5,367	6,273	5,867	5,957
Ti	0,004	0,379	0,151	0,003	0,006
Al	5,839	3,010	2,506	4,097	3,997
Fe ₂₊ total	0,011	2,443	2,122	3,684	3,655
Mn	0,000	0,005	0,018	0,070	0,066
Mg	0,000	2,642	2,032	1,174	1,072
Ca	1,842	0,008	1,881	1,176	1,28
Na	2,213	0,041	0,426	0,000	0,000
K	0,025	1,672	0,219	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,004	0,007	0,005
F	0,000	0,066	0,021	0,000	0,000
Cl	0,000	0,010	0,005	0,000	0,000
Total iones	20,064	15,643	15,656	16,078	16,036
Relaciones entre elementos					
Ca/(Ca+Na)	0,45				
Fe/(Fe+Mg)		0,48	0,51	0,76	0,77
Ca/(Ca+Fe+Mg)			0,19	0,21	
Mn/(Mn+Ca+Fe+Mg)			0,01	0,01	

Tabla I.- Composición promedio de plagioclasa, biotita y hornblenda y análisis del centro y borde del granate de las figuras 2 y 3.

Table I.- Average composition of plagioclase, biotite and hornblende and core and rim analysis of garnet from figures 2 and 3.

en pocas ocasiones y, casi siempre, para estudiar metamorfismos de alta presión (e.g. Stipska y Powell, 2005).

Pseudosección y condiciones P-T

La homogeneidad de esta anfíbolita la hace idónea para su modelización mediante una pseudosección P-T (Fig. 4). Para su construcción se ha trabajado en el sistema Na₂O-CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (NCFMASH), transformando el Fe₂O₃ total analizado en FeO equivalente y considerando el sistema saturado en agua. En el modelado, no se ha tenido en cuenta el K, por ser la biotita un mineral accesorio y por existir sericita secundaria que indica un aporte de K con posterioridad al pico metamórfico.

La pseudosección (Fig. 4) se ha construido utilizando el software THERMOCALC v3.33 (Powell y Holland, 1988; Powell *et al.*, 1998) y la base de datos ds55 (noviembre de 2003), actualización de la publicada en Holland y Powell (1998). Se ha trabajado en la ventana que va de 550 a 800 °C y de 6 a 10 kbar. En ella, el campo correspondiente a la paragénesis observada (hornblenda + granate + plagioclasa + cuarzo) se extiende entre 570 y 740 °C, y por encima de 6,2 kbar. En la pseudosección se han representado isopleetas composicionales (v. más arriba) de granate, hornblenda y plagioclasa para obtener así una estimación de las condiciones de presión y temperatura que suponemos próximas al pico metamórfico. Su intersección es bastante ajustada: en torno a 655 ± 60 °C y 7,2 ± 0,6 kbar.

wt %	Análisis	Pseudosección
SiO ₂	49,94	52,57
TiO ₂	2,00	
Al ₂ O ₃	17,25	18,16
Fe ₂ O ₃	13,52	
FeO		12,81
MnO	0,11	
MgO	4,41	46,42
CaO	8,48	89,27
Na ₂ O	2,75	28,95
K ₂ O	1,14	
P ₂ O ₅	0,06	
LOI	0,61	
Total	100,27	100,00

Tabla II.- Composición química analizada de la muestra ESP-7045 y composición recalculada para la pseudosección P-T en el sistema NCFMASH (saturado en agua).

Table II.- Analyzed whole rock chemical composition for the sample ESP-7045 and normalized composition for the P-T pseudosection on the system NCFMASH (H₂O saturated).

Dentro de los intervalos de error (resultado de la propagación de las diversas fuentes de error posibles) consideramos más probable que la temperatura real del pico metamórfico se encuentra hacia la parte superior de este intervalo, por estar estas anfíbolitas asociadas a migmatitas con sillimanita y granate, que sugieren condiciones por encima de la curva sólidas saturada para pelitas (ca. 650°C).

Para comparar, se han calculado las condiciones de P y T con el geotermómetro Grt-Hbl (Graham y Powell, 1984) y con el geobarómetro Grt-Hbl-Pl-Qtz (Kohn y Spear, 1990) obteniéndose unos valores de 8,6 ± 1 kbar y 726 ± 50 °C (Fig. 4), que son ligeramente mayores que los obtenidos mediante intersección de isopleetas. No obstante, el uso de pseudosecciones proporciona valores más significativos al haberse obtenido a partir de una misma base de datos termodinámicos internamente consistente y de modelos actividad-composición de los minerales notablemente mejorados. Además, la pseudosección aporta información muy valiosa para visualizar los campos de estabilidad de las diversas paragénesis posibles de la roca en cuestión, así como los cambios en la química de los minerales en función de la presión y la temperatura.

Comparando con los valores de ca. 675°C y 9,4 kbar obtenidos para el metamorfismo del Dominio de Maz (M2; Segovia *et al.*, 2011), cuya edad se ha reinterpretado como grenvilliana en base a datos

geocronológicos preliminares inéditos, se constata que ambos metamorfismos, grenvilliano y famatiniano, alcanzaron condiciones pico de T parecidas, aunque a mayor presión en el grenvilliano. En ambos ciclos orogénicos, el gradiente medio P/T corresponde a metamorfismos de tipo barroviense con un engrosamiento cortical significativo.

Porcher *et al.* (2004) en un trabajo general sobre las Sierras de Maz y de Espinal obtuvieron mediante termobarometría convencional diversos valores P-T en el terreno Maz (771°C y 6,3 kbar; 630-642°C y 5-7 kbar y 653°C y 6,2 kbar) y 868°C y 9,8 kbar, en pelitas del dominio de Ramaditas. Las diferencias entre nuestros resultados y este último valor lo atribuimos a las distintas metodologías usadas y a que los modelos actividad-composición utilizados por Porcher *et al.* (2004) son más antiguos de los considerados en este trabajo.

Conclusiones

Los nuevos valores de presión y temperatura obtenidos en este trabajo (655 ± 60 °C y $7,2 \pm 0,6$ kbar para el metamorfismo famatiniano del Dominio de Ramaditas) confirman la existencia de diferencias entre los eventos metamórficos M2 (grenvilliano) y M3 (famatiniano) en las Sierras de Maz y de Espinal. Ambos corresponden a metamorfismos regionales de relaciones P/T intermedias (metamorfismo barroviense) probablemente resultantes de contextos geodinámicos colisionales pero con gradientes geotérmicos diferentes.

Aunque estos resultados sean todavía insuficientes para proponer un modelo de evolución P-T para las orogénesis Grenville y Famatiniana, la construcción de pseudo-secciones en rocas bien seleccionadas demuestra ser una herramienta de gran utilidad para su estudio.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos CGL2005-02065, CGL2009-07984 del MICINN, GR58/08 de la UCM-Santander y BID 1728/OC y PICT 1009 de la FONCYT, (Argentina); y con una beca FPU del Ministerio de Educación (E. Segovia). Agradecemos también a los Drs. Francisco Martínez y José M^a Tubía su positiva revisión del trabajo, que ha contribuido a la mejora del mismo.

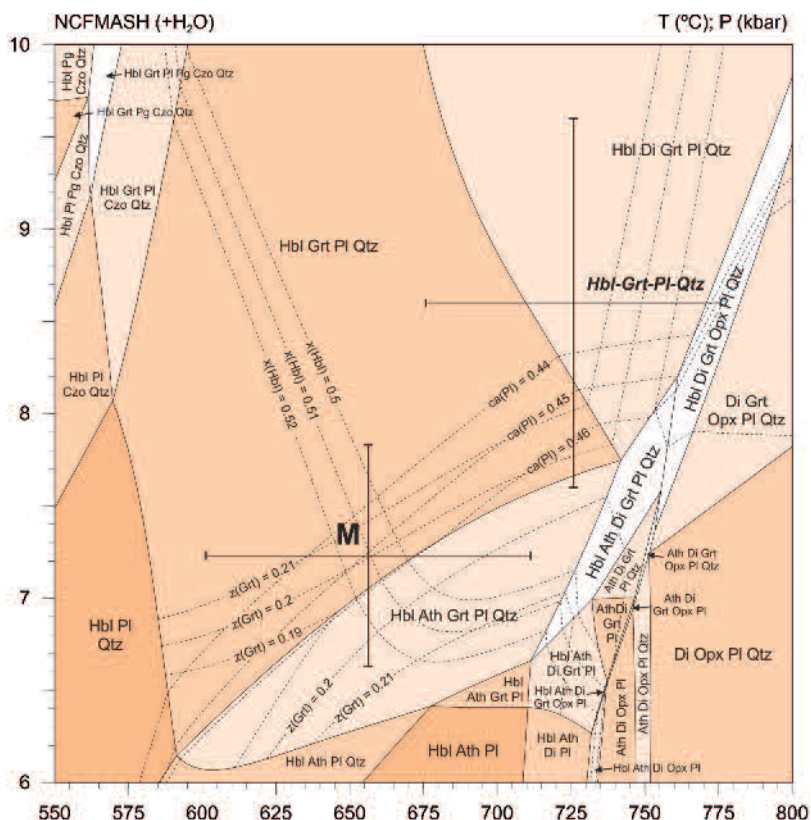


Fig. 4.- Pseudo-sección P-T para la muestra ESP-7045. Se han dibujado las isoplethas para $Ca/(Ca+Fe+Mg)$ [z(Grt)] en granate, $Fe/(Mg+Fe)$ [x(Hbl)] en hornblenda y $Ca/(Ca+Na)$ [ca(Pl)] en plagioclasa, con un intervalo para ilustrar su variación en el campo P-T. Se indican las condiciones calculadas para el pico metamórfico (M) a partir del cruce de isoplethas. También se ha indicado el cálculo de P y T mediante termobarometría clásica Hbl-Grt-Pl-Qtz (Graham y Powell, 1984; Kohn y Spear, 1990). Abreviaturas según las recomendaciones de la IUGS (Siivola y Schmid, 2007).

Fig. 4.- P-T pseudosection for the sample ESP-7045. The isopleths for the relations $Ca/(Ca+Fe+Mg)$ [z(Grt)] in garnet, $Fe/(Mg+Fe)$ [x(Hbl)] in hornblende and $Ca/(Ca+Na)$ [ca(Pl)] are drawn, and also a short interval to illustrate their variation with P and T. The P-T conditions for the metamorphic peak (M) given by the isopleths crossing are also indicated. There is also drawn the P and T estimation made with classic thermobarometry Hbl-Grt-Pl-Qtz (Graham y Powell, 1984; Kohn y Spear, 1990). The mineral abbreviations are under the IUGS recommendations (Siivola and Schmid, 2007).

Referencias

Casquet, C., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Galindo, C., Dahlquist, J., Baldo, E., Saavedra, J., González-Casado, J.M. y Fanning, C.M. (2004). *Journal of the Geological Society, London*, 162, 9-12.

Casquet, C., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Baldo, E., Galindo, C., Rapela, C.W., González-Casado, J.M. y Dahlquist, J. (2006). *Gondwana Research*, 9, 524-529.

Casquet, C., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Galindo, C., Fanning, C.M., Chiaradia, M., Baldo, E.G., González-Casado, J.M. y Dahlquist, J.A. (2008). *Gondwana Research*, 13, 163-175.

Casquet, C., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Baldo, E.G., Galindo, C., Fanning, C.M., Dahlquist, J.A. y Saavedra, J. (2012). *Geoscience Frontiers*, 3, 137-145.

Graham, C.M. y Powell, R. (1984). *Journal of Metamorphic Geology*, 2, 13-21.

Holland, T. y Powell, R. (1998). *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 309-343.

Kohn, M.J. y Spear, F.S. (1990). *American Mineralogist*, 75, 89-96.

Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., Vujovich, G.I. y Chernicoff, C.J. (2004). *Gondwana Research*, 7, 1057-1076.

Powell, R. y Holland, T. (1988). *Journal of Metamorphic Geology*, 6, 173-204.

Powell, R., Holland, T. y Worley, B. (1998). *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 577-588.

Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Galindo, C., Fanning, C.M. y Dahlquist, J.M. (2010). *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 105-127.

Segovia Díaz, E., Casquet, C. y Baldo, E. (2011). *Geogaceta*, 50-1, 59-62.

Siivola, J. y Schmid, R. (2007). En: *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms* (Fettes, D. y Desmons, J., Eds.). Cambridge University Press. 93-110.

Stipska, P. y Powell, R. (2005). *Journal of Metamorphic Geology*, 23, 725-743.