

El manto litosférico en el sureste de España: Aportaciones de los xenolitos englobados en rocas alcalinas del mioceno-plioceno.

Lithospheric mantle below southeastern Spain: Evidence from mantle xenoliths in miocene-pliocene alkali rocks

I. Seghedi ^(1,2), J.L. Brändle ⁽¹⁾, A. Szakács ⁽²⁾, E. Ancochea ⁽¹⁾ y O. Vaselli ⁽³⁾

⁽¹⁾Dpto. de Petrología y Geoquímica. Univ. Complutense - Inst. Geología Económica. C.S.I.C. 28040 Madrid

⁽²⁾Institutul de Geodinamică, 19-21, str. Jean-Luis Calderon, Bucarest 70201, Rumania

⁽³⁾Dep. Ciencias de la Tierra, U. de Florencia Via G. La Pira 4, I-50121, Florencia, Italia

ABSTRACT

Pliocene-Quaternary nephelinitic and alkali basaltic lavas and pyroclastic deposits from Cofrentes and Tallante and Miocene lamproitic lavas from Aljorra host xenoliths and megacrysts of lithospheric mantle origin. The xenolith suite consists of spinel lherzolites and harzburgites and with protogranular, porphyroclastic and equigranular or transitional (protogranular to porphyroclastic) textures. The textural features provide evidence of ductile-brittle deformation of Tallante xenoliths, whose mineralogy and mineral chemistry data (presence of kaersutite and phlogopite) also bear evidence of fluid-induced metasomatism of the lithospheric mantle. P-T estimates suggests that mostly protogranular xenoliths are reliable to define a palaeogeotherm, which is from 950-1185°C at 2,5-3.0 GPa, 794-805°C and 1,1-1,3 GPa for Cofrentes to 936-958°C, at 1,1-1,2 GPa for Tallantes. The Aljorra peridotite suggests a temperature of ~880°C and a pressure of ~1,8 GPa. The picture of equilibrium P-T conditions indicates that the differences in the mantle lithosphere composition is related to (1) its deformation state and (2) metasomatic events, but also to (3) the location of entrapment during magma ascent in the lithosphere generated by diapiric uprising of asthenospheric mantle. The location of the entrapment is either close to the magma generation area or is situated at the mantle-crust boundary.

Key words: Ultramafic xenoliths, SE spanish volcanism, geothermobarometry, mantle.

Geogaceta, 32 (2002), 27-30
ISSN:0213683X

Introducción y marco geológico

La composición química de los minerales de los xenolitos mantélicos, englobados en rocas basálticas alcalinas o en lamproítas, permite definir las condiciones en las que se encontraba el manto y proporciona un buen conocimiento de la historia litosférica de la región. En este trabajo se analiza por primera vez la mineralogía de los xenolitos de Cofrentes y Aljorra y se aportan nuevos datos de los de Tallante.

La actual estructura del Oeste del Mediterráneo es el resultado de la colisión entre las placas africana y euroasiática con la consiguiente formación de una cuenca extensional. Calvert et al., (2000) han sintetizado recientemente las hipótesis sobre su origen sugiriendo, a partir de datos de tomografía, un modelo de delaminación.

El volcanismo mioceno-cuaternalario del SE español es una de las manifestaciones de la tectónica post-colisional del

Mediterráneo occidental. Tanto los basaltos alcalinos, como las nefelinitas olivínicas se formaron en el Plioceno superior (2-3 Ma) después del volcanismo calcoalcalino (13-7 Ma) y del ultrapotásico (8-5 Ma) (Sáez-Ridruejo y López Marinas, 1975, Bellon et al., 1983). Aparecen en afloramientos dispersos de pequeño volumen, situados en la zona interior de las Béticas (Cartagena y Tallante) o más al norte en la parte sur de la Cordillera Ibérica. Es la continuación meridional del importante volcanismo desarrollado en la fosa de Valencia desde el Mioceno-medio (Maillard et al 1992). Su petrología ha sido descrita por Fúster et al. (1967), López-Ruiz y Rodríguez-Badiola (1980), Ancochea et al., (1984), Dupuy et al., (1986), Martí et al., (1992) y Turner et al., (1999).

Los enclaves

Los enclaves peridotíticos analizados han sido muestreados en tres lugares:

-En Cofrentes, en lavas nefelíníticas, en las que aparecen enclaves peridotíticos de aproximadamente 2 cm. de diámetro, aparentemente frescos, que fueron descritos por Ancochea et al., (1984).

-En Tallante, en depósitos freatomagmáticos de un volcán basáltico alcalino, en el que existe una gran variedad de enclaves máficos y ultramáficos, de grandes dimensiones (normalmente de 15 cm., pudiendo llegar hasta 25 cm.) y que han sido estudiados por numerosos autores: Sagredo (1972, 1973, 1976), Navarro Falcones (1973), Boivin (1982), Vilzeuf (1983), Dupuy et al., (1986), Ancochea y Nixon (1987), Capedri et al., (1989) y Kogarko et al., (2001).

-En Aljorra, en una chimenea lamproítica, en la que los enclaves ultramáficos son escasos, de pequeño tamaño y con frecuencia alterados. Su presencia ha sido mencionada por Osann (1889), Johansen (1932), Pellicer (1973) y Ancochea y Nixon (1987).

Los xenolitos analizados son fundamentalmente lherzolitas en las que se dis-

Muestras	T-3	T-5	T-7	C-1	C-2	C-3	C-4	C-5	Aljr
OI	S		S	S	S	S	S	S	
Opx	S	S	S	S	S	S	S	S	S
Cpx	S	S,neo	S,neo	S	S,neo	S	S,neo	S	S
Pla	S		S						
Sp		S	S	S	S	S	S	S	S
Flo									S
Anf		S	S						
Textura	PG-PO	EQ	PG-PO	PG	PG-PO	PG	PG-PO	PG	PG

T:Tallante, C:Cofrentes, Aljr:Aljorra. Ol:olivino, Opx:ortopiroxeno, Cpx:clinopiroxeno, Pla: plagioclasa, Sp:espinela, Flo:flogopita y Anf: anfíbol. S: minerales analizados. neo:neoblasto. PG: protogranular, PO: porfiroclástica y EQ: equigranular.

Tabla I.- Características de los xenolitos analizados

Table I.- Features of the analyzed xenoliths

tinguen dos tipos de texturas, una no deformada (protogranular) y otra deformada (porfiroclástica y equigranular). Los más deformados son los de Tallante, mientras que los de Aljorra y Cofrentes están sólo ligeramente deformados. En Tallante se encuentran texturas transicionales (protogranulares a porfiroclásticas o porfiroclásticas a equigranulares) (Tabla 1). La paragénesis típica en todos ellos es olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y espinela aluminica. Algunos contienen un poco de plagioclasa (T3), anfíbol (T5,T7) o flogopita (Alj). Hornblenditas y piroxenitas hornbléndicas u hornblendas en venillas cortando las lherzolitas con espinela son características de los enclaves de Tallante. Las hornblenditas (kaersutita, pargasita) contienen también flogopita, encontrándose a veces megacristales de anfíbol y mica de hasta 10 cm, con frecuencia fuertemente deformados (Ancochea y Nixon 1987).

Composición de los minerales

El olivino tiene un Mg# (100*Mg/(Mg+Fe)) entre 85,6 y 91,2 con composición más uniforme en Cofrentes que en Tallante. Los ortopiroxenos tienen mayor Mg# (90-92) que los olivinos, pero algo menor que los clinopiroxenos (91-95), con excepción de la muestra C3 de Cofrentes (Fig. 1). El Mg# de los piroxenos de Aljorra se proyecta frente a un olivino teórico de Mg#91, ya que en este xenolito no se puede analizar el olivino por estar alterado. Los valores de Mg# indican condiciones específicas y diferentes de equilibrio para Cofrentes y Tallante.

La mayoría de los clinopiroxenos son variedades diopsido cromíferas y sólo algunos pocos neoblastos son augitas. En el diagrama Ca# (100*Ca/(Ca+Al)) frente a TiO₂ de los clinopiroxenos (Fig.2), los de Cofrentes muestran un decrecimiento de Ca# en los cristales neoblásticos, posible-

mente relacionado con procesos de incremento de la temperatura. Por el contrario, en Tallante los clinopiroxenos neoblásticos muestran un enriquecimiento en TiO₂ con Ca# constante, que puede sugerir algún proceso de descompresión o interacción con la roca huésped, más que cambios de temperatura durante los procesos de recristalización. Los clinopiroxenos de Aljorra tienen un contenido alto en TiO₂, pero inferior a los clinopiroxenos neoblásticos de Tallante (T5).

Las espinelas aparecen como cristales intersticiales o como diminutos cristales incluidos en otros minerales. En las espinelas el Cr# tiende a aumentar con el Mg# (Fig. 3) para valores de Cr# por debajo de 25, pero comparativamente son mayores los contenidos en Mg# de las espinelas de Tallante y Aljorra que las de Cofrentes.

Los anfíboles (kaersutitas) y las flogopitas aparecen como granos intersticiales en xenolitos deformados, en venas, y como grandes xenocristales en Tallante, con los mayores contenidos de MgO, pero con similares contenidos en TiO₂ (~6-7% en peso). Las flogopitas de Aljorra tienen un alto contenido de MgO (más del 25%) y bajo TiO₂ (0,44%). La plagioclasa aparece en equilibrio con los minerales máficos en la muestra T3 (Tallante) (Tabla1), como fue observado por Sagredo (1972) y Kogarko(2001) en muchos xenolitos no deformados.

Estimación de la presión y temperatura.

Las fases minerales, con excepción de algunos neoblastos, son químicamente homogéneas lo que permite asumir que los xenolitos analizados están en equilibrio con las condiciones del manto litosférico. Las temperaturas han sido estimadas usando los geotermómetros de los dos piroxenos de Wood y Banno (1973), Wells(1977). El Ca en ortopiroxenos y la partición de Ca entre orto y

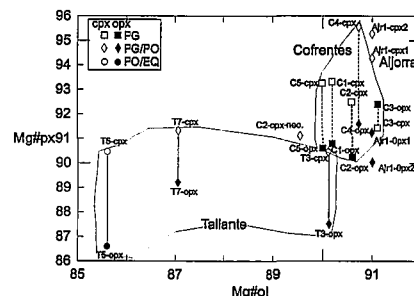


Fig. 1.- Mg# de olivinos frente a Mg# de piroxenos. Símbolos como en la tabla 1

Fig. 1.- Olivine Mg# vs pyroxene Mg#. Symbols as in table 1

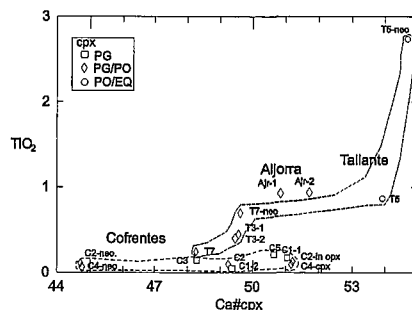


Fig. 2.- Ca# frente a TiO₂ en clinopiroxenos. Símbolos como en la tabla 1

Fig. 2.- Ca vs TiO₂ in clinopyroxenes. Symbols as table 1

muestra	T(WyB) °C	T(W) °C	T(ByK) °C	T(Ca-op) °C	P(KyB) GPa
T3	1048	975	958	944	1,2
T5	1035	970	934	1003	0,7
T7	1072	990	936	924	1,1
C1	985	872	805	891	1,1
C2	1068	972	942	936	1,8
C3	1065	951	1002	855	2,3
C4	974	854	794	957	1,3
C5	983	870	804	796	1,2
Aljr1	982	874	830	860	1,8
Aljr2	989	881	854	1029	1,8
T7-neo	-	-	892	-	-
C2-neo	-	-	1162	-	-
C4-neo	-	-	1251	-	-

T(WyB)-temperatura según Wood y Banno (1973)

T(W)-temperatura según Wells (1977)

T(ByK)-temperatura según Brey y Köhler (1990) eq. 9

T(Ca-op)-temperatura según Brey y Köhler (1990) eq.10

P(KyB)-presión según Köhler y Brey (1990) eqs. 5 y 6

Tabla II.- Presiones y temperaturas estimadas

Table II.- Estimated pressure and temperature

clinopiroxeno de Brey y Köhler(1990) (Tabla 2). La mayoría de las temperaturas se encuentra en un rango comprendido entre 794°-1065°C, semejantes a otros xenolitos peridotíticos en basaltos alcalinos (Downes, 1987, Vaselli et al., 1995, 1996 y Embey-Isztin et al., 2001). Las temperaturas en cristales neoblásticos de Co-

frentes (C2,C4) (1162°-1251°C) son excepcionalmente altas como era presumible deducir de su posición en el diagrama Ca#-TiO₂ (Fig. 2). Aunque las temperaturas obtenidas por los diferentes métodos son bastante concordantes, pensamos que las mejores son las conseguidas por la partición de Ca entre los dos piroxenos de Brey y Köhler (1990) que han sido las utilizadas en el cálculo de las presiones (ecuaciones 5 y 6 de Köhler y Brey, 1990). Las temperaturas más bajas (794°-805°C) se encuentran en los xenolitos protogranulares de Cofrentes.

Las presiones estimadas (1,1-2,3 GPa) para el conjunto de los xenolitos son bastante razonables (Tabla 2). Sólo en una muestra (T5) se ha calculado una presión baja 0,7 GPa, ésta se caracteriza por tener una textura deformada y recristalizada. Esta baja presión puede estar relacionada con un proceso de descompresión producido durante un estiramiento de la litosfera, dado que la temperatura de los nuevos cristales formados no sufre cambios significativos. En dos xenolitos peridotíticos de Cofrentes se obtienen las presiones más altas (1,8-2,3GPa) lo que está en consonancia con las altas temperaturas obtenidas en ellos.

Discusión y conclusiones.

Los xenolitos de los magmas máficos alcalinos del SE español proporcionan una información muy valiosa sobre la evolución geotermobarométrica de la fuente litosférica de la región. Los datos mineralógicos, texturales y la geotermobarometría sugieren una variación en las características de la litosfera desde las Béticas al Macizo Ibérico durante el Mioceno-Plioceno. Los datos aportados por los xenolitos son concordantes con la estructura de la litosfera deducida de los estudios sísmicos y gravimétricos (Banda et al 1980), (Fig. 4).

1.- Para la peridotita con flogopita de las lamproitas de Aljorra, se obtienen temperaturas de equilibrio entre 830° y 854° C., y una presión estimada de 1,8GPa. Estos datos de P y T son concordantes con la generación de lamproitas en una litosfera metasomatizada, por procesos de fusión por descompresión, durante una importante fase extensional que generó pequeñas cuencas en las zonas internas y externas de las Béticas (Montenat et al., 1975, Seghedi et al.,2000). Las presiones obtenidas sugieren que la profundidad de generación del magma lamproítico es al menos de 50-60 Km, profundi-

dad a la que pudo tener lugar la captura de los xenolitos.

La estructura, deformación y dinámica del manto litosférico del SE de España durante las erupciones pliocenas de los basaltos alcalinos en Tallante y de los magmas nefeliníticos de Cofrentes se desarrollan de maneras completamente diferentes.

2. Los rangos de temperatura (975°-990°C) y presión de (1,1-1,2 GPa) de los xenolitos de Tallante permite presumir que estos fueron englobados por el magma en una zona próxima al límite corteza-manto. Presiones y temperaturas similares son dadas por Sagredo (1975), Capedri et al., (1989) y Kogarko et al. (2001). La presencia de lherzolitas con plagioclasa no deformadas o ligeramente deformadas (Sagredo 1975; Kogarko et al., 2001) puede indicar que su generación se encuentra próxima al límite de estabilidad de los campos de lherzolita con espinela y lherzolita con plagioclasa, niveles poco profundos próximos al límite de la corteza. La muestra de Tallante más deformada (T5) ha debido reequilibrarse a bajas presiones (0,7 GPa), lo que, en nuestra opinión, implica procesos de descompresión durante un ascenso litosférico, relacionado con la delaminación litosférica Mioceno-reciente (Calvert et al., 2000).

Por otro lado las venas y los megacrístales de pargasita/kaersutita ± flogopita

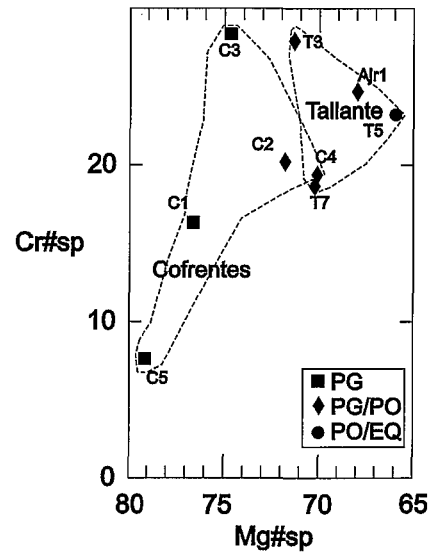


Fig. 3.- Mg# frente a Cr# en espinelas. Símbolos como en la tabla 1

Fig. 3.- Mg# vs Cr# in spinel. Symbols as table 1

indican la presencia de un evento metasomático producido por intrusiones de magmas máficos durante la deformación del manto. Los estudios isotópicos (Capedri et al. 1989) indican que el agente metasomático no tiene relación con los basaltos de Tallante.. El evento metasomático pudo haber tenido lugar hace 10Ma de acuerdo con la datación Ar/Ar de un xenocrystal de hornblenda (Turner et al.

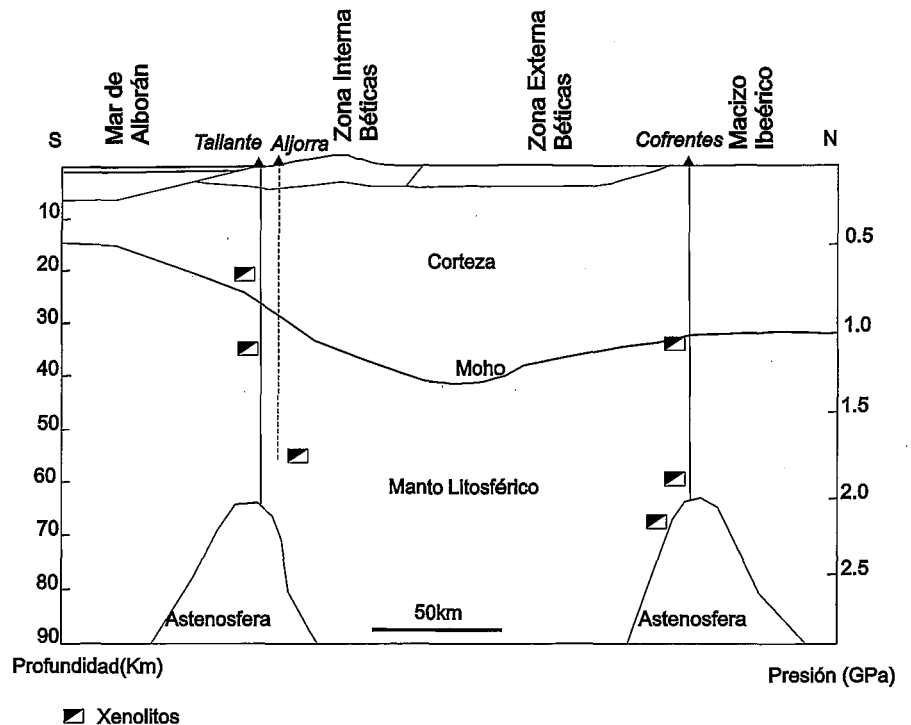


Fig. 4.- Estructura de la corteza (Banda et alt., 1980) y zonas de estabilidad de los xenolitos

Fig. 4.- Crustal structure (Banda et al., 1980) and the stability zones of the xenoliths

1999), siendo por lo tanto un proceso muy anterior a la formación de los basaltos de Tallante (2-3 Ma)

Las presiones obtenidas en los anfíboles usando los métodos de Hammarstrom y Zen (1986) son de 1GPa, muy similares a las obtenidas en los xenolitos. Algunos bordes de los anfíboles muestran una ligera disminución de la presión hasta cerca de 0,8GPa. Si interpretamos este dato como un evento de descompresión, corroborado por la presencia de flogopitas fuertemente deformadas, podríamos pensar en un segundo episodio de deformación posterior al evento metasomático, anterior a la incorporación en los basaltos alcalinos. Las venas y megacrístales pudieron formarse cerca del límite corteza-manto, posiblemente favorecida por la deformación litosférica (¿a los 10 Ma?) y, a continuación, pudieron experimentar, junto con el manto circundante, un segundo evento descompresivo, que podría facilitar el emplazamiento de los basaltos alcalinos. El incremento de TiO_2 en los neoblastos de clinopiroxeno (en T7 y T5) apoya la existencia de esa descompresión, que podría producir también una ligera disminución de la temperatura (892°-970°C) con respecto a los xenolitos no deformados. Los datos aportados revelan que el magma basáltico no tiene un importante efecto térmico en los xenolitos del manto, preservándose las características anteriores a los procesos de descompresión. Los basaltos alcalinos contienen también enclaves de rocas metamórficas de alto grado originados en la corteza inferior (Sagredo, 1976) que, según Vilzeuf (1983) se generaron a 0,7-0,4GPa, en equilibrio térmico con los magmas basálticos.

3. Los xenolitos de las nefelinitas de Cofrentes muestran una compleja historia P-T. El primer grupo, representado por los ejemplos C2 y C3 proporcionan las mayores temperaturas (942°-1002° C) y las mayores presiones (2,3-1,8GPa) e indican una profundidad de formación de alrededor de 60 - 70km, próxima al lugar de generación de los magmas ultraalcalinos debido al ascenso astenosférico. El segundo grupo (C1, C4 y C5) se caracterizan por menores temperaturas (794°-805° C) y presiones (1,1-1,3GPa) sugiriendo que sus equilibrios se produjeron en el límite manto / corteza inferior (Fig.

4). Estos xenolitos parece ser que se formaron próximos a los campos de estabilidad de las lherzolitas con espinela y lherzolitas plagioclásicas. La alta temperatura de ciertos neoblastos de piroxeno (1162°-1251°C) indican que los magmas ultraalcalinos provocaron pequeños ajustes térmicos en las lherzolitas durante el ascenso a la superficie. Esto parece estar de acuerdo con el hecho que los magmas ultraalcalinos sean más primitivos ya que se generan con una menor tasa de fusión parcial, a mayores profundidades y con mayores temperaturas de fusión (Ancochea et al., 1984).

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado dentro de los convenios de cooperación España, Rumania e Italia. I.S. agradece a la OTAN la ayuda recibida para realizar este trabajo.

Bibliografía

- Ancochea E., Muñoz M. y Sagredo J. (1984): *I Congreso Español de Geología. I*, 1-6.
- Ancochea E., Nixon P.H. (1987): *Mantle xenoliths*, P.H. Nixon ed. John Wiley, New York, 119-124.
- Banda E., Ansorge J., Boloix M., Muller St., Udias A. y Mezcuca J. (1980): *Inst. Geog. Nac. Madrid*, 201, 81-92.
- Bellon H., Bordet P. y Montenat C. (1983): *Bull. Soc. Geol. France*, 25, 205-217.
- Boivin P.A. (1982): *Tesis*, Univ. Clermont Ferrand, 344 p.
- Brey G. P. y Köhler T.P. (1990): *J. Petrol.*, 31, 1353-1378.
- Calvert A., Sandvol E., Seber D., Barzangi M., Roecker S., Mourabit T., Vidal F., Alguacil G., y Nacer J. (2000): *J. Geophys. Res.*, 105, 10,871-10,898.
- Capedri S., Venturelli G., Salvioli-Mariani E., Crawford A.G. y Barbieri M. (1989): *Eur. J. Mineral.*, 1, 685-699.
- Downes H. (1987) *Mantle xenoliths*, P.H. Nixon, ed. John Wiley, New York, 125-133.
- Dupuy C., Dostal J. y Boivin P.A. (1986) *Mineral. Mag.*, 50, 231-239.
- Embey-Isztin A., Dobosi G., Altherr R., y Meyer H. (2001) *Tectonophys*, 331, 285-306.
- Fúster J.M., Gastesi P., Sagredo J. y Ferrero M. L. (1967) *Estudios Geol.* 23, 35-69.
- Hammarström J. M. y Zen E. (1986): *Am. Mineral.*, 71, 1297-1313.
- Johannsen A. (1932): *A descriptive petrography of igneous rocks 2vol.*
- Kogarko L.N., Ryabchikov I.D., Brey G. P., Fernández Santín S. y Hernández Pacheco, A. (2001): *Geochemistry International*, 39, 311-326.
- Köhler T. P. y Brey G. P. (1990): *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 2375-2388.
- López-Ruiz J. y Rodríguez-Badiola E. (1980): *Estudios Geol.*, 36, 5-63.
- Maillard A., Mauffret A., Watts A.B., Torné M., Pascal G., Buhl P. y Pinet B. (1992): *Tectonophysic*, 203, 57-75.
- Martí J., Mitjavila J., Roca E. y Aparicio A. (1992): *Tectonophysic*, 203, 145-165.
- Montenat C., Thaler I. y Van Couvering J. (1975): *R. Acad. Sc. Paris*, 281, 519-522.
- Navarro Falcones L. F. (1973): *Estudios Geol.*, 29, 77-81.
- Osann A. (1889): *Zeitschr. Deutsch Geol. Gessel.*, 51, 306-311.
- Pellicer M. J. (1973): *Estudios Geol.*, 29, 99-106.
- Sáez-Ridruejo C. y López-Marinás J. M. (1975): *Tecniterrae*, 6, 8-14.
- Sagredo J. (1972): *Estudios Geol.*, 28, 119-135.
- Sagredo J. (1973): *Estudios Geol.*, 29, 53-62.
- Sagredo J. (1976) *Estudios Geol.*, 32, 221-227
- Seghedi I., Brändle, Szakács A. y Ancochea E. (2000): *Rom. J. Mineralogy*, 80, 69-89.
- Turner S.P., Platt J.P., George R.M.M., Kelley S.P., Pearson D.G. y Nowell G.M. (1999): *J. Petrol.*, 40, 1011-1036.
- Vaselli O., Downes H., Thirlwall M., Dobosi G., Coradossi N., Seghedi I., Szakács A. (1995): *J. Petrol.*, 36, 1, 23-53.
- Vaselli, O., Downes, H., Thirlwall, M. y Coradossi, N. (1996): *Min. Petrol.*, 57, 23-50.
- Vielzeuf D. (1983): *Contrib. Mineral. Petrol.*, 82, 301-311.
- Wells P.R.A. (1977): *Contrib. Mineral. Petrol.* 62, 129-139.
- Wood B.J. y Banno S (1973): *Contrib. Mineral. Petrol.* 42, 109-124.