

Microestructuras y química mineral de lherzolitas en xenolitos mantélicos de Cataluña (NE España)

Microstructures and mineral chemistry of lherzolites in mantle xenoliths from Catalonia (NE Spain)

Mercè Fernández-Roig y Gumer Galán

Departament de Geologia. Universitat Autònoma de Barcelona. Edifici C (Sur), 08193 Bellaterra, Barcelona, España.
merce.fernandez@uab.cat, gumer.galan@uab.cat

ABSTRACT

Spinel lherzolite xenoliths from the Catalan Volcanic Zone show three main types of microstructures: protogranular, porphyroclastic and equigranular. Major element chemistry of minerals suggests that there is no compositional relationship between the three types. However, the evolution of the jadeitic component of clinopyroxene on the one hand, and the spinel composition on the other hand would be related to deformation. These compositional trends along with thermobarometric data indicate that more deformed lherzolites were reequilibrated at lower temperature and pressure than the least deformed ones. Porphyroclastic and equigranular microstructures were most likely originated by shearing during the early stages of the Neogene rifting.

Key-words: Xenoliths, spinel lherzolites, microstructures, deformation, thermobarometry.

RESUMEN

Los xenolitos de lherzolitas con espinela en la Zona Volcánica de Cataluña muestran tres tipos principales de microestructuras: protogranulares, porfidoclasticas y equigranulares. La química de elementos mayores de los minerales indica que no hay relación composicional entre los tres tipos. Sin embargo, las tendencias del componente jadeítico en el clinopiroxeno y de la composición de la espinela sí estarían influenciadas por la deformación. Estas tendencias, junto con los datos termobarométricos, indican que las lherzolitas más deformadas se reequilibraron a menor temperatura y presión que las menos deformadas. Las microestructuras porfidoclasticas y equigranulares se originaron probablemente en relación con zonas de cizalla durante el desarrollo inicial del rift neógeno.

Palabras clave: Xenolitos, lherzolitas con espinela, microestructuras, deformación, termobarometría.

Geogaceta, 57 (2015), 3-6.
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Fecha de recepción: 27 de junio de 2014
Fecha de revisión: 22 de octubre de 2014
Fecha de aceptación: 28 de noviembre de 2014

Introducción, objetivos y metodología

En relación con rocas basálticas alcalinas, de edad neógeno-cuaternaria en la Zona Volcánica de Cataluña (ZVC), se han encontrado xenolitos mantélicos de lherzolitas y harzburgitas con espinela, además de algunas piroxenitas, que fueron estudiados recientemente para abordar cuestiones relacionadas con la fusión parcial del manto subcontinental litosférico (MSCL), refertilización, metasomatismos, así como sobre sus condiciones de equilibrio (Bianchini *et al.*, 2007; Galán *et al.*, 2008, 2011; Galán y Oliveras, 2014). En estos trabajos previos se indica que la microestructura dominante en estas rocas es la protogranular, con variedades muy subordinadas de microestructuras porfidoclasticas y equigranulares en las lherzolitas (Mercier y Nicolas, 1975). Sin

embargo, un muestreo nuevo, más exhaustivo, confirma que estos dos últimos tipos son frecuentes entre las lherzolitas, y que además no existe relación entre la geoquímica de roca total y de minerales y los tipos microestructurales (Fernández-Roig *et al.*, 2013).

El objetivo de este trabajo es integrar datos microestructurales y de química mineral de muestras nuevas con las estudiadas previamente, para evaluar el significado de la deformación en las lherzolitas y las condiciones de temperatura (T) y presión (P) a las que esta tuvo lugar. La relación entre las microestructuras de los xenolitos, el significado de la deformación, así como sus condiciones de equilibrio, se han abordado previamente en otras zonas de la placa europea (Brown *et al.*, 1980; Downes, 1990; Embey-Isztin *et al.*, 2001; Rampone *et al.*, 2010). En la mayoría de estos trabajos, se

considera que las microestructuras porfidoclasticas y equigranulares derivan de las protogranulares por deformación y recristalización más intensa, durante el ascenso del manto ligado al desarrollo del *rift* centro-occidental europeo, desde el Neógeno. Se han considerado dos modelos (Downes, 1990 y referencias incluidas): (1) la deformación se produciría en bandas a gran escala, dispuestas lateralmente, bordeando diapiros mantélicos, o bien (2) la deformación ocurriría en zonas de cizalla a menor escala, situadas por encima del manto ascendente, que alternarían con zonas menos deformadas.

Un total de 48 lherzolitas nuevas se estudiaron con el microscopio petrográfico para clasificarlas desde el punto de vista textural y mineralógico. De estas, se seleccionaron 19 para analizar sus minerales por microsonda electrónica de barrido, CA-

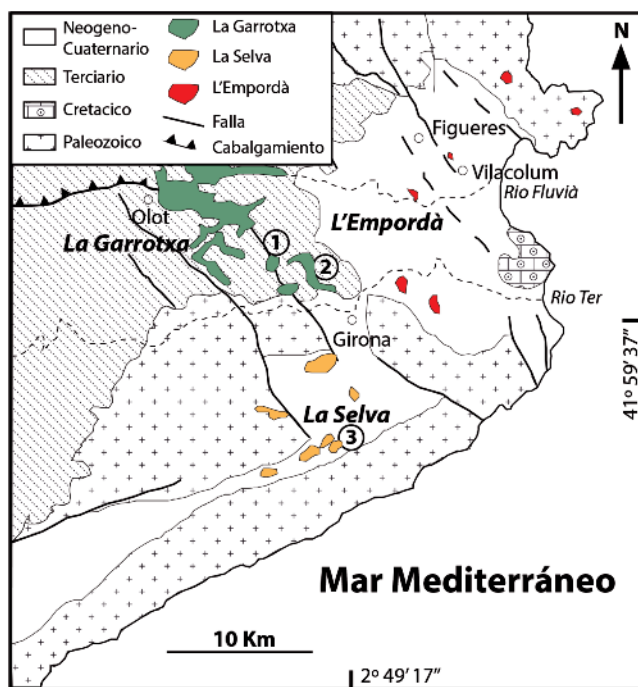


Fig. 1.- Mapa geológico simplificado de la ZCV con las tres sub-zonas que la integran, y la situación de los volcanes muestreados: La Banya del Boc (1), Canet d'Adri (2) y Sant Corneli (3) (Solé Sabaris, 1962, y Tournon, 1968 modificados).

Fig. 1.- Geological map of the CVZ, modified after Solé Sabaris (1962) and Tournon (1968). The three sub-zones of the CVZ and the location of the volcanoes are included: Banya del Boc (1), Canet d'Adri (2) and Sant Corneli (3).

MECA SX-50, en los Centros Científicos y Tecnológicos de la Universidad de Barcelona. Entre estas muestras predominan las microestructuras porfidoclasticas y equigranulares, menos estudiadas anteriormente. Las condiciones de trabajo utilizadas fueron las estándar, excepto en el análisis de piroxenos con exsoluciones, para los que se estimó una composición global media a partir de análisis puntuales realizados con un haz de electrones agrandado (50 μm).

Contexto geológico

Durante el Neógeno-Cuaternario, el NE de la Península Ibérica experimentó una distensión causada por fallas tardi-alpinas que originaron una serie de cuencas tectónicas. Estas fallas facilitaron la emisión de lavas de tipo basalto alcalino, basanita y basanita leucítica (López Ruiz y Rodríguez Badiola, 1985; Cebriá *et al.*, 2000) que aparecen en la ZCV. Esta zona representaría parte de la prolongación del *rift* centro-occidental europeo por el Mediterráneo occidental. El vulcanismo asociado es de tipo intraplaca continental, cuya actividad se distribuye en tres sub-zonas: L'Empordà, La Selva y La Garrotxa (Fig. 1).

Los xenolitos estudiados aparecen incluidos en coladas de lava, piroclastos y "necks" de los volcanes La Banya del Boc, Canet d'Adri (sub-zona de La Garrotxa) y Sant Corneli (sub-zona de La Selva (Fig.1).

En estudios anteriores se indica que las lherzolitas se habrían equilibrado a tempe-

raturas más bajas y presiones más altas que las harzburgitas y piroxenitas (Galán *et al.* 2011).

Petrografía

Las lherzolitas con espinela estudiadas son principalmente anhidras, con anfíbol y plagioclasa como minerales accesorios muy ocasionales. La plagioclasa se encuentra en coronas alrededor de la espinela, del anfíbol y del ortopiroxeno, y sólo en una muestra aparece formando una microbanda junto con olivino, clinopiroxeno y espinela. La moda del clinopiroxeno varía entre el 5,2 y el 21% en volumen, y la de la espinela entre el 0,3 y el 8,0%. Para su descripción se han dividido en tres tipos microestructurales, aunque hay gradaciones entre todas ellas.

Lherzolitas protogranulares (Fig. 2A). Son las más frecuentes (57% del total). Se han encontrado principalmente en La Banya del Boc, pero no en Sant Corneli. Los cristales de olivino y ortopiroxeno son xenomorfos y tienen un tamaño mayor de 2 mm, bordes curvos o rectos, rara vez con contactos a 120°, y síntomas de deformación débiles, como extinción ondulante, bandas de deformación y subgranos. Los cristales de clinopiroxeno y de espinela (con un tamaño < 1 mm) son también xenomorfos (Fig. 2B) y normalmente aparecen asociados entre si y con los de ortopiroxeno. Los cristales de espinela suelen presentar formas ameboides (Fig. 2B).

Lherzolitas porfidoclasticas (Fig. 2C). Representan aproximadamente el 27% del total, y son dominantes en Sant Corneli. Los porfidoclastos de ortopiroxeno son los más abundantes (< 1 cm), aunque también los hay de olivino y menos de clinopiroxeno y de espinela. La matriz que los envuelve es de menor tamaño (< 2 mm), formada por neoblastos de los mismos minerales. Los porfidoclastos de ortopiroxeno tienen *kink bands*, lamelas de exsolución de espinela y/o de clinopiroxeno, que pueden estar deformadas, y bordes irregulares tipo "bulging". Los porfidoclastos de espinela presentan formas ameboides, a menudo estiradas (Fig. 2D). Los neoblastos muestran menos síntomas de deformación y tienen bordes ligeramente curvos, o rectos a 120°. En algunas de estas lherzolitas, especialmente en las de Sant Corneli, se observa una orientación clara, definida por la disposición de los porfidoclastos, y ocasionalmente microbandas en la matriz, enriquecidas en olivino o clinopiroxeno.

Lherzolitas equigranulares (Fig. 2E). Son las menos abundantes (16% del total), pero se localizan en las dos sub-zonas muestreadas. Se diferencian de las anteriores porque domina la matriz (tamaño de grano < 2 mm) y el número de porfidoclastos es < 5%. Los bordes de los neoblastos son mayoritariamente rectos, a 120°, y con pocos síntomas de deformación. Los cristales de espinela son xenomorfos, más redondeados que en los tipos anteriores, y están en posición intersticial (Fig. 2F). Muy ocasionalmente, algunas de estas lherzolitas equigranulares son tabulares, porque los cristales de olivino alargados definen una foliación.

Química mineral

El contenido en forsterita (Fo) del olivino varía de 89,1 a 91,0% (Tabla I). No existe relación entre la composición del olivino y el tipo de microestructura, pero los contenidos más bajos en Fo corresponden a lherzolitas porfidoclasticas y equigranulares. No se han observado diferencias significativas entre el contenido en Fo de los porfidoclastos y de los neoblastos de una misma muestra.

El ortopiroxeno es enstatita aluminica y aluminica-cromifera, con un número Mg [#Mg = $100 \cdot \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}_{\text{total}})$] en átomos por fórmula unidad (afu) entre 89,5 y 90,2 (Tabla I). El #Mg de esta fase tampoco

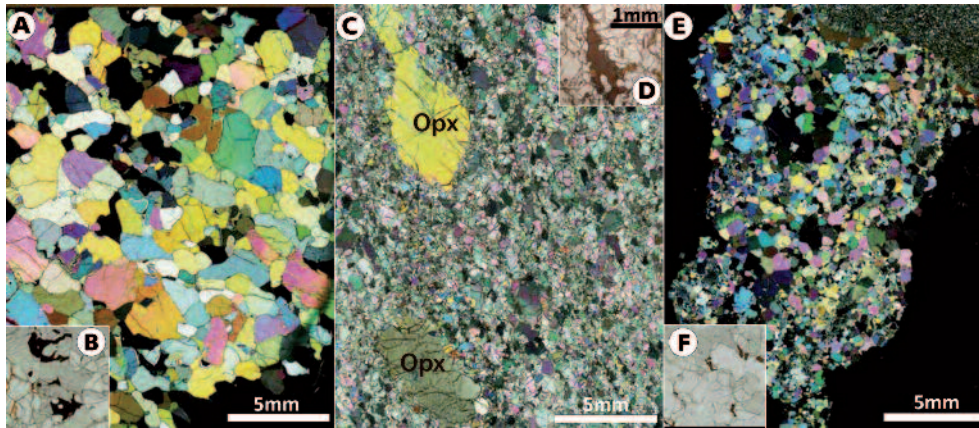


Fig. 2.- Microestructuras principales de las lherzolitas. A) Protogranular. B) Detalle de los cristales de espinela ameboide en la lherzolita 2A. C) Porfidoclastica. D) Detalle de porfidoclasto estirado y ameboide de espinela en 2C. E) Equigranular. F) Neoblasto de espinela en posición intersticial. La escala de las Figs. 2A y E es también válida para las Figs. 2B y F.

Fig. 2.- Main microstructures of lherzolites. A) Protogranular B) Detail of amoeboid spinel crystals in lherzolite 2A. C) Porphyroclastic. D) Detail of a stretched and amoeboid spinel porphyroclast. E) Equigranular. F) Interstitial spinel neoblasts. Scale for 2A and E are also valid for 2B and F.

muestra una diferencia clara entre los tres tipos de lherzolitas, pero los valores más bajos se encuentran también en las lherzolitas porfidoclasticas y equigranulares (Fig. 3A). El rango del número Cr [$\#Cr=100 \cdot Cr/(Cr+Al_{total})$] en afu es 4,60-10,0 (Tabla I). Tampoco se han encontrado diferencias composicionales significativas entre los porfidoclastos y los neoblastos, aunque el análisis de los primeros con un haz de electrones más ancho indica contenidos originales mayores en Al, Ca, Na y Cr. La proyección de $\#Mg$ vs. $\#Cr$ (no representada) muestra dispersión, así como la proyección de la concentración de Al_2O_3 vs. $\#Mg$ (Fig. 3A).

El *clinopiroxeno* es diópsido aluminico-cromífero, y sódico en algunas muestras. Los valores de $\#Mg$ y $\#Cr$ varían entre 89,1-91,8 y 6,70-12,8, respectivamente, registrándose también los valores más bajos en las lherzolitas deformadas (Tabla I). Tampoco hay diferencias significativas entre porfidoclastos y neoblastos, pero los análisis con un haz de electrones agrandado dan composiciones globales ligeramente más aluminicas para los primeros. No existe correlación entre $\#Mg$ y $\#Cr$ o entre el contenido en Al_2O_3 y $\#Mg$ (no representadas), ni se aprecian diferencias composicionales claras entre los tipos microestructurales. Sin embargo, si hay una correlación positiva

entre Na en la posición M2 y Al en la posición M1 de los cristales (Fig. 3B). Esta figura muestra que, con algunas excepciones, la sustitución jadeítica disminuye de las lherzolitas protogranulares hacia las porfidoclasticas y equigranulares.

La *espinela* de las lherzolitas es espinela *sensu stricto*, con $\#Mg$ entre 73,5 y 79,7 y $\#Cr$ entre 9,6 y 23,7. La correlación entre estos dos parámetros (Fig. 3C) muestra dos tendencias: (1) una con buena correlación negativa entre un pequeño grupo de lherzolitas protogranulares; y (2), otra también con buena correlación negativa, pero con menor pendiente, para la mayoría de lherzolitas porfidoclasticas y equigranulares.

Condiciones de equilibrio (T, P)

El termómetro clinopiroxeno-ortopiroxeno (Brey y Köhler, 1990) proporciona los rangos de T siguientes: lherzolitas protogranulares (950-1082 °C), porfidoclasticas (867-959 °C), transicionales entre los dos tipos anteriores (853-953 °C), y finalmente, para las equigranulares entre 829-995 °C. Sin embargo, las estimaciones para las lherzolitas porfidoclasticas, en las que se ha medido la composición global de los porfidoclastos de ortopiroxeno y/o clinopiroxeno, la T son más altas (955-1125 °C). Para es-

tablecer estos rangos se han tenido en cuenta, además de las muestras aquí estudiadas, los datos de Galán *et al.* (2011).

El barómetro clinopiroxeno-olivino (Köhler y Brey, 1990) da valores de presión dispersos e incluso incoherentes para la mayoría de las muestras. Los rangos de presión siguientes corresponden solamente a estimaciones coherentes y con buena precisión (< 20%): lherzolitas protogranulares (1,88-1,13 GPa) y todas las demás entre 0,60 y 0,98 GPa.

Discusión

Los resultados obtenidos indican que las lherzolitas más fértiles se encuentran entre las que están deformadas. Ahora bien, no existe una separación clara entre el grado de fertilidad y los tipos microestructurales (Fig. 3A y C). Además, el contenido en Al_2O_3 de los piroxenos se proyecta muy disperso respecto al índice de diferenciación $\#Mg$ (Fig. 3A). En el caso de la espinela, sí existe una correlación negativa entre $\#Cr$ y $\#Mg$ que podría corresponder a un proceso de fusión parcial, pero se observan dos tendencias diferentes entre algunas lherzolitas protogranulares respecto a los otros tipos. Todo esto sugiere que o bien no existe relación entre las lherzolitas por fusión parcial, o si existió, esta relación fue borrada por procesos de deformación subsolidus.

Donde se ve mejor la influencia de la deformación en el quimismo mineral es en la evolución de algunas substitutiones, como la de tipo jadeita ($M^2Na^{M1}Al^{M2}Ca_1^{M1}Mg_{-1}$) en el clinopiroxeno. Esta sustitución en las muestras nuevas decrece hacia las lherzolitas porfidoclasticas y equigranulares, lo que implicaría que la deformación se desarrollaría a P decreciente (Aoki y Shiba, 1973). La figura 3C ilustra que en el

Microestructura	Olivino	Ortopiroxeno		Clinopiroxeno		Espinela	
	%Fo	#Mg	#Cr	#Mg	#Cr	#Mg	#Cr
Protogranular	90,5	90,8	7,66	91,0	10,5	76,3	17,7
Transicional	89,6	89,9	5,13	89,4	7,19	78,8	10,8
Porfidoclastica	89,6	90,1	5,65	90,3	8,12	75,4	12,3
Equigranular	89,8	90,2	5,29	90,4	8,02	78,3	10,8
Desenfocado	-	89,8	6,27	89,5	7,94	-	-

Tabla I.- Media de los contenidos en forsterita del olivino, y de los valores de $\#Mg$ y $\#Cr$ en los piroxenos y espinela de las lherzolitas

Table I.- Average forsterite content in olivine, and Mg# and Cr# in pyroxenes and spinel of lherzolites.

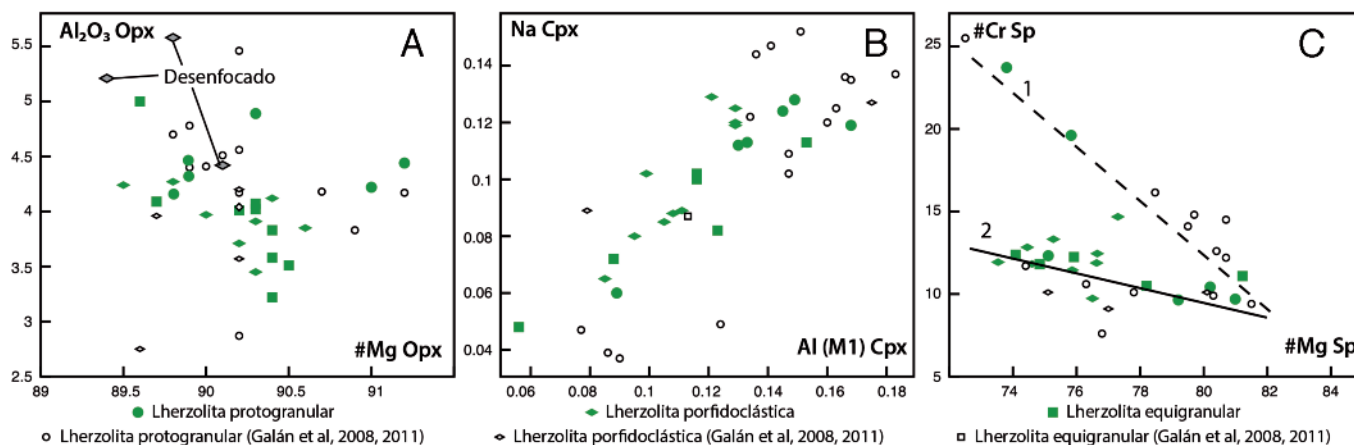


Fig. 3.- A) Dispersión del Al_2O_3 (% masa) vs. #Mg del ortopiroxeno. B) Tendencia decreciente del Na vs. Al, en la posición M1 (afu) del clinopiroxeno, hacia las lherzolitas más deformadas. C) #Cr vs. #Mg de la espinela mostrando dos tendencias: (1) para la mayoría de lherzolitas protogranulares y (2) para la mayoría de lherzolitas porfidoclásticas y equigranulares.

Fig. 3.- A) Scatter of Al_2O_3 (wt%) vs. #Mg for the orthopyroxene. B) Decreasing trend of Na vs. Al, in the M1 site of clinopyroxene (afu), towards the most deformed lherzolites. C) #Cr vs. #Mg for spinel showing two trends: (1) for most protogranular lherzolites and (2) for most porphyroclastic and equigranular lherzolites.

caso de la espinela, la tendencia (2) que se observa en las lherzolitas deformadas presenta #Cr inferior a igual #Mg que en las protogranulares, es decir, la espinela se hace más aluminica. Esto podría explicarse por una re-equilibración subsolidus, con intercambio de Al y Cr entre piroxenos y espinela, al disminuir la T y P (Barnes y Roeder, 2001; Voigt y Handt, 2011).

Los escasos datos geobarométricos y los datos geotermométricos también confirman que la deformación tuvo lugar a P y T decrecientes. Así, los valores más altos de T corresponden a lherzolitas protogranulares y a los análisis que integran exsoluciones de los porfidoclastos de clinopiroxeno y ortopiroxeno

Esta deformación a T y P decrecientes se ha observado en xenolitos mantélicos de otras áreas de la placa europea. La mayoría de autores (Downes, 1990; Embey-Isztin *et al.*, 2001; Rampone *et al.*, 2010) está de acuerdo en que se asocia a deformación en zonas de cizalla, posiblemente relacionadas con los episodios iniciales del *rift* neógeno, hipótesis que podría ser también válida en este caso.

Conclusiones

La variedad microestructural que presentan las lherzolitas con espinela en los xenolitos mantélicos de la ZVC se relacionaría con la existencia de una deformación progresiva, desde las lherzolitas protogranulares a las equigranulares, pasando por las

porfidoclásticas. No se ha encontrado relación entre el grado de fertilidad y las microestructuras.

La disminución del componente jadeítico en el clinopiroxeno y la evolución de la composición de la espinela, junto con los datos termobarométricos, indicarían que la deformación tuvo lugar a T y P decrecientes.

Esta deformación estaría ligada a zonas de cizalla relacionadas con el inicio del rift neógeno.

Agradecimientos

Este trabajo se ha beneficiado de una beca FPI BES-2012-051860 y del proyecto CGL-2011-26700. Los autores agradecen los comentarios de G. Alias, S. Llana-Fúnez y I. Arenillas para mejorar el manuscrito.

Referencias

- Aoki, K.I. y Shiba, I. (1973). *Lithos* 6, 41-51.
 Barnes, S.J. y Roeder, P.L. (2001) *Journal of Petrology* 42(12), 2279-2302.
 Bianchini, G., Beccaluva, L., Bonadiman, C., Nowell, G., Pearson, G., Siena, F. y Wilson, M. (2007). *Lithos* 94, 25-45.
 Brey, G.P. y Köhler, T.P. (1990). *Journal of Petrology* 31, 1353-1378.
 Brown, G.M., Pinsent, R.H. y Coisy, P. (1980). *American Journal of Science* 280A, 471-498.
 Cebría, J.M., López-Ruiz, J., Doblas, M., Oyarzun, R., Hertogen, J. y Benito, R. (2000). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102, 217-235.

- Downes, H. (1990). *Geology* 18, 374-377.
 Embey-Isztin, A., Dobosi, G., Altherr, R. y Meyer, H.P. (2001). *Tectonophysics* 331, 285-306.
 Fernández-Roig, M., Galán, G., Oliveras, V., Pin C., Grégoire, M. y Devidal, J.L. (2013). En: *Mineralogical Magazine*, Goldschmidt, Conference Abstracts, p 1078.
 Galán, G. y Oliveras, V. (2014). *Chemical Geology* 366, 75-89.
 Galán, G., Oliveras, V. y Paterson, B.A. (2008). En: *Metasomatism in oceanic and continental lithospheric mantle* (M. Coltorti and M. Grégoire, Eds.), Geological Society, London, Special Publication, 293, 121-153.
 Galán, G., Oliveras, V. y Paterson, B.A. (2011). *International Journal of Earth Sciences* 100, 81-106.
 Köhler, T.P. y Brey, G.P. (1990). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 2375-2388.
 López Ruiz, J. y Rodríguez Badiola, E. (1985). *Estudios Geológicos* 41, 105-126.
 Mercier, J.-C. y Nicolas, A. (1975). *Journal of Petrology* 16, 454-487.
 Rampone, E., Vissers, R., Poggio, M., Scambelluri, M. y Zanetti, A. (2010). *Journal of Petrology* 51, 295-325.
 Solé Sabaris, L. (1962). *Memorias de Real Academia de las Ciencias y las Artes de Barcelona* 34, 359-372.
 Tournon, J. (1968). *Le volcanisme de la province de Gérone (Espagne). Études de basaltes quaternaires et de leurs enclaves*. Thèse 3e cycle Laboratoire de Pétrographie de la Faculté de Sciences de Paris, 120p.
 Voigt, M. y Handt, A. (2011). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 162(4), 675-689.