Geoquímica de los Megacristales de los Volcanes de El Aprisco y Cerro Pelado (Campo de Calatrava)

/ OLAYA DORADO (1*), CARLOS VILLASECA (1, 2), DAVID OREJANA (1)

(1) Departamento Petrología y Geoquímica, Fac. CC. Geológicas, c/ José Antonio Novais, 2. Universidad Complutense. 28040 Madrid (España) (2) Instituto de Geociencias, IGEO (UCM, CSIC), c/ José Antonio Novais, 12. Fac. CC. Geológicas, Universidad Complutense. 28040 Madrid (España)

INTRODUCCIÓN

La presencia de megacristales junto con xenolitos ultramáficos es común en las rocas basálticas alcalinas y ultraalcalinas de la provincia volcánica cenozoica circum-mediterránea (Lustrino y Wilson, 2007). Estos megacristales y su relación con los xenolitos pueden dar información sobre la naturaleza del manto litosférico subcontinental.

La región volcánica del Campo de Calatrava comprende un área alrededor de 5500 km² con más de 200 volcánicos centros de origen monogenético (Ancochea, 1982). Las rocas de esta región se clasifican dentro grupos fundamentales: cuatro melilititas olivínicas, nefelinitas olivínicas, basaltos alcalinos y leucicitas olivínicas (Cebriá, 1992).

Los megacristales más comunes que se encuentran en los volcanes del Campo de Calatrava son anfíbol, clinopiroxeno y flogopita. Estos aparecen tanto en conos de escorias (ej. Cerro Pelado) como en maares de origen hidromagmático (ej. El Aprisco). Los de mayor tamaño suelen ser los de anfíbol (hasta 6.5 cm). Solamente en el Cerro Pelado se han encontrado megacristales de las tres fases minerales.

METODOLOGÍA

Se ha realizado un estudio de diferentes muestras de los hasaltos megacristales de los volcanes de El Aprisco (38° 50' 05" N; 3° 50' 00" 0), un melilitítica de composición olivínica; y el Cerro Pelado (38º 48' 32"N, 3° 54' 05"O), un cono de escorias de nefelinitas olivínicas. Para ello se un microscopio óptico transmisión modelo Carl Zeiss Standard Universal Pol binocular.

La composición de los elementos mayores ha sido analizada con la microsonda electrónica modelo JEOL JXA-8900 M con cinco analizadores WDS, en el Centro Nacional de Microscopía Electrónica (CNME) "Luis Bru" (Universidad Complutense de Madrid). Las condiciones de medida fueron 15 kV de diferencia de potencial y un haz de electrones de 20 nA de intensidad de corriente y 5 µm de diámetro (para silicatos), el tiempo de medida fueron 10 segundos para la posición de pico y 5 segundos para la posición de cada fondo.

Para el procesado de datos se ha usado el software MINPET y Microsoft Excel para el cálculo de las fórmulas estructurales de anfíboles, piroxenos y flogopitas y cálculos geobarométricos en anfíbol y clinopiroxeno.

QUÍMICA MINERAL

Flogopita

Los análisis realizados pueden agruparse en dos tipos: megacristales y cristales de menor tamaño que se encuentran dentro de los megacristales de anfíbol o clinopiroxeno. Megacristales de flogopita (de hasta 4 cm) solo se han encontrado en el volcán Cerro Pelado. No presentan otras inclusiones más que de opacos (sulfuros y óxidos de Fe).

Las flogopitas, bien sean megacristal o inclusiones en otros megacristales, tienen composiciones idénticas entre sí. No obstante, son mucho más ricas en MgO y Al₂O₃ (y pobres en TiO₂) que las micas de rocas basálticas del sector (Fig. 1). Aún así, son flogopitas más pobres en Cr, (Mg y Al), y ricas en Ti, que las encontradas como fases xenolitos metasomáticas peridotíticos (Fig. 1). Es de resaltar la similitud química con las flogopitas de enclaves de glimmerita de esos mismos volcanes (Ancochea y Nixon, 1987).

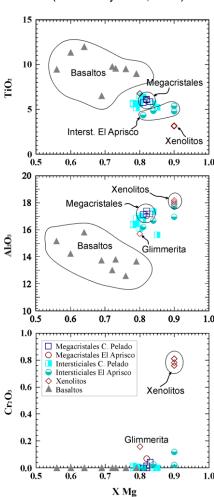


fig 1. Composición química de flogopitas (en % peso). Datos de glimmeritas según Ancochea y Nixon (1987) y de xenolitos según Villaseca et al. (2010).

Anfíbol

Hay también dos tipos de anfíboles: megacristales y cristales menores incluidos en su interior. Los

palabras clave: Megacristal, Química mineral, Volcanes de Calatrava, El Aprisco, Cerro Pelado

key words: Megacristal, Mineral chemistry, Calatrava volcanic field, El Aprisco. Cerro Pelado

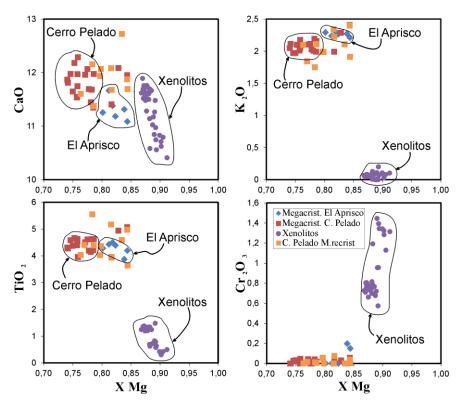


fig 2. Composición química de anfíboles (en % peso). Datos de xenolitos según Villaseca et al. (2010) y González-Jiménez et al. (2014).

megacristales de anfíbol incluyen además clinopiroxeno, flogopita, calcita y opacos (fundamentalmente sulfuros y óxidos de hierro). Los anfíboles se clasifican como pargasitas y kaersutitas según la clasificación de Leake et al. (2004).

Los megacristales de anfíbol de las melilititas de El Aprisco presentan unos valores de XMg (Mg/(Mg+Fe)) de entre 0.80 y 0.84 (0.82 de media) mayores que los encontrados en el Cerro Pelado (de 0.74 a 0.83 y media de 0.76). Igualmente, los megacristales de El Aprisco son más ricos en Al₂O₃ y pobres en CaO que los del Cerro Pelado. En el resto de componentes no hay diferencias significativas (Fig. 2).

Los cristales menores de anfíbol incluidos en los megacristales de Cerro Pelado son algo más alumínicos que los anfíboles megacrísticos que los hospedan.

Los anfíboles analizados son mucho más pobres en Cr₂O₃ y MgO que los encontrados en xenolitos mantélicos que aparecen en esos volcanes. Por el contrario, son mucho más ricos en K₂O y TiO₂ que los anfíboles peridotíticos (Fig. 2)

Clinopiroxeno

Aparece como megacristales o como microcristales en zonas de borde del mismo, tal vez como reacción con los fundidos que transportan el megacristal.

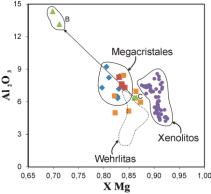
Los megacristales de clinopiroxeno de ambos volcanes son muy parecidos químicamente entre sí. Son más pobres en Cr y Mg (y ricos en Fe y Ti) que los de xenolitos peridotíticos (Fig. 3). Por contra, son muy parecidos en contenidos de Na y Al.

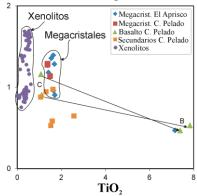
Las rocas basálticas que llevan estos megacristales tienen microfenocristales zonados de clinopiroxeno (cpx), así como cristales pequeños de cpx en la matriz. Es de destacar, que los núcleos de esos microfenocristales presentan igual composición que los megacristales acompañantes, salvo en mayores contenidos en Cr. Presentan pues un zonado, de núcleo a borde, que recoge toda la variedad composicional entre clinopiroxenos megacrísticos y los de la matriz basáltica. Aumenta, pues el Fe, Ti

y Al, y disminuye el Mg, Cr y Na hacia el borde del microfenocristal de clinopiroxeno (Figs. 3 y 4).

DISCUSIÓN

Los megacristales máficos en rocas volcánicas alcalinas han sido tradicionalmente discutidos como: (i) cristales derivados de la fragmentación de xenolitos o acumulados mantélicos, (ii) como fenocristales de alta presión arrastrados por el magma basáltico del cual cristalizó en esas cámaras profundas (p.e., Shaw y Eyzaguirre, 2000; Gernon et al., 2016).





O_z

Z

fig 3. Composición química de clinopiroxenos (en % peso). B = borde, C = centro de microfenocristales zonados. Datos de xenolitos tomados de Villaseca et al. (2010) y González-Jiménez et al. (2014)

El quimismo de los megacristales de anfíbol, clinopiroxeno y flogopita estudiados, no se parece al de estas mismas fases encontradas en xenolitos peridotíticos diversos, variablemente metasomatizados. En general, son minerales máficos más diferenciados (pobres en Cr, Mg, y ricos en Ti, Fe) que sus equivalentes peridotíticos. Esto, junto al elevado tamaño de los megacristales (varios cm), que contrasta enormemente con los tamaños de estos minerales metasomáticos en el manto

(de mm), hace poco probable la posibilidad de que sean fragmentos de la roca caja mantélica.

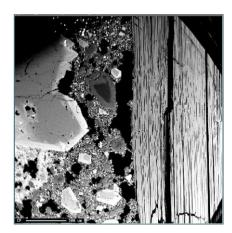


fig 4. Imagen electrónica de microfenocristal de clinopiroxeno zonado, próximo a megacristal de flogopita (dcha.), en la nefelinita olivínica del Cerro Pelado. Escala gráfica de 500 µm.

La gran similitud química entre los núcleos de microfenocristales zonados de clinopiroxeno y los megacristales equivalentes, refuerza la idea de que estos grandes cristales máficos son cristales de alta presión, formados en cámaras mantélicas profundas, a partir de magmas similares a los que los transportan a la superficie.

La composición química los de megacristales de flogopita, anfíbol y clinopiroxeno muestra una heterogeneidad moderada, con valores de XMg contenidos entre 0.85 y 0.73. Estas cifras, relativamente elevadas, evidencian cristalización a partir de líauidos primitivos, próximos composiciones primarias. La diferenciación conlleva, en general, un enriquecimiento en Fe, Ti y Ca y una disminución de Mg y Cr (Figs. 1, 2, 3), de acuerdo con un fraccionamiento de fases máficas similares a los megacristales estudiados y a ausencia manifiesta de plagioclasa.

Los cálculos geobarométricos basados la composición del anfíbol (realizados según los cálculos 1a de Ridolfi y Renzuli, 2012) proporcionan presiones entre 10.3 y 18.3 kbar. Estas presiones son coincidentes con las que se obtienen a partir de megacristales de clinopiroxeno empleando geobarómetro BH de Nimis y Ulmer (1998): 13.5 - 16.5 kbar. Los resultados obtenidos corroboran la hipótesis expuesta arriba y apuntan a la formación de cámaras magmáticas en el manto litosférico superior (a unos 50 ± 13 km). Esto indica un estancamiento de los fundidos basálticos, cuyo origen más profundo podría encontrarse en la astenosfera (p.e., Cebriá y López Ruiz, 1995). El área fuente, en ese caso, estaría localizada a más de 100 km de profundidad.

La coincidencia de estas estimaciones barométricas con los cálculos realizados en xenolitos peridotíticos (Villaseca et al., 2010) refuerza la hipótesis de formación de cámaras magmáticas mantélicas. El estancamiento algunos magmas basálticos de Calatrava manto permite en desencadenar procesos fraccionamiento cristalino que terminan con el transporte brusco de los líquidos residuales, que fragmentan tanto el encajante mantélico, como parte del acumulado cristalino y megacristales previos. Estos magmas ricos en volátiles tienen emplazamientos diatrémicos (maares) y estrombolianos (conos de escorias) donde pueden aparecen mezclados todos esos agregados minerales de alta presión.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos la ayuda y asesoramiento de Alfredo Fernández Larios (CNME) en las labores de microsonda electrónica. Uno de los autores (OD) ha disfrutado de una beca-colaboración del MECD 2016-17. Este trabajo ha sido financiado y se incluye en los objetivos del proyecto MICINN CGL2016-78796 y de la ayuda Santander-UCM PR26/16-20294.

REFERENCIAS

Ancochea, E. (1982): Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España Central. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid.

Ancochea, E. & Nixon, P.H. (1987): Xenoliths in the Iberian Peninsula. In "Mantle xenoliths", P.H. Nixon, ed. Wiley, Chichester. 119-124.

Cebriá, J.M. (1992): Geoquímica de las rocas basálticas y leucititas de la region volcánicas de Campo de Calatrava, España. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 341 p.

Cebriá, J.M. & López Ruiz, J. (1995): Alkali basits and leucitites in an extensional intracontinental plate setting: the late Cenozoic Calatrava volcanic province (central Spain). Lithos, **35**, 27-46.

Gernon, T.M., Upton, B.G.J., Ugra, R., Yücel, C., Taylor, R.N., Elliott, H. (2016): Complex subvolcanic magma plumbing system of an alkali basaltic maar-diatreme volcano (Elie Ness, Fife, Scotland). Lithos, **264**, 70-85

González-Jiménez, J.M., Villaseca, C., Griffin, W.I., O'Reilly, S.Y., Belousova, E., Ancochea, E., Pearson, N.J. (2014): Significance of ancient sulfide PGE and Re-Os signatures in the mantle beneath Calatrava, Central Spain. Contrib. Mineral. Petrol., 168, 1047.

Leake, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.D., Burke, E. A. J., Ferraris, G., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Schumacher, J.C., Stephenson, N.C.N., Whittaker, E.J.W. (2004): Nomenclature of amphiboles: additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature. Mineral. Magazine, 68, 209-215.

Lustrino, M. & Wilson, M. (2007): The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province. Earth-Science Rev., 81,1-65.

Nimis, P. & Ulmer, P. (1998): Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 1: an expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabsic systems. Contrib. Mineral. Petrol., 133, 122-135.

Ridolfi, F. & Renzulli, A. (2012): Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric empirical equations valid up to 1,130°C and 2.2 GPa. Contrib. Mineral. Petrol., 163, 877-895.

Shaw, C.S.J. & Eyzaguirre, J. (2000): Origin of megacrysts in the mafic alkaline lavas of the West Eiffel volcanic field, Germany. Lithos, **50**, 75-95.

Villaseca, C., Ancochea, E., Orejana, D., Jeffries, T.E. (2010): Composition and evolution of the lithospheric mantle in central Spain: inferences from peridotite xenoliths from the Cenozoic Calatrava volcanic field. In "Petrological evolution of the European Lithospheric Mantle", M. Coltorti, , H., Downes, M., Grégoire, S.Y. O'Reilly, ed. Geological Society Spec. Publ. 337, 125-151.