

El Olivino de las rocas volcánicas miocenas de la isla de Fuerteventura (Islas Canarias)

Olivines in the miocene volcanic rocks of Fuerteventura (Canary islands)

E. Ancochea ⁽¹⁾, J.L. Brändle⁽²⁾, M.J. Huertas⁽¹⁾, C.R. Cubas⁽²⁾ y F. Hernán⁽²⁾

⁽¹⁾ Dpto. Petrología y Geoquímica. Universidad Complutense - Inst. Geología Económica. C.S.I.C. Fac. C. Geológicas. 28040 Madrid.

⁽²⁾ Dpto. Edafología y Geología. Universidad de La Laguna. 38206 Tenerife.

ABSTRACT

Olivine phenocrysts are always present in the Miocene basalts of Fuerteventura, whilst they are scarce in the trachybasaltic types. Notwithstanding, olivine is common as part of the groundmass in these trachybasalts. This mineral is completely absent in the trachyandesites. When every single rock is considered separately, the Fo-content of olivines is always higher in phenocrysts than in small crystals forming the groundmass. So, the olivine phenocrysts in basalts are Fo₈₆₋₇₁ and Fo₇₂₋₅₆ those found in the groundmass. In trachybasalts these values are respectively lower, Fo₇₉₋₇₄ the scarce phenocrysts and Fo_{49, 57} the more abundant crystals contained in the fine grained matrix. No difference related to rock alkalinity is appreciated. Differences in the olivine behaviour among all three the Volcanic Complexes that constitute the Old Basaltic Series are not either observed. The Mg-richer phenocrysts in the less differentiated basaltic types show compositional features which evidence equilibrium with the bearing rock. On the contrary, those in more differentiated basalts should be interpreted as inherited from Mg-richer magmas.

Key words: Olivine, Alkaline rocks, Canary islands, Fuerteventura, Old Basaltic Series.

Geogaceta, 20 (3) (1996), 558-560
ISSN:0213683X

Introducción

El olivino es posiblemente el mineral más característico de los términos básicos de los magmas alcalinos. Sin embargo, no existen en Canarias, ni son frecuentes en otras provincias volcánicas alcalinas, los estudios sobre la distribución del olivino en las rocas, ni sobre su variación composicional. Este trabajo pretende contribuir a llenar esta laguna, mediante el estudio de los olivinos de las rocas volcánicas de la isla de Fuerteventura.

En la isla de Fuerteventura, dentro de los materiales volcánicos miocenos, se han diferenciado tres Complejos Volcánicos: Norte (CVN), Central (CVC) y Sur (CVS), con evoluciones independientes (Ancochea *et al.*, 1991; Cubas *et al.*, 1992; Hernán *et al.*, 1993; Ancochea *et al.*, 1993; Ancochea *et al.*, 1995). Cada uno de ellos es el resultado de diferentes fases de crecimiento, de varios millones de años de duración y separadas normalmente por importantes períodos de inactividad.

El presente trabajo se basa en el estudio de más de 1000 láminas delgadas y de 200 análisis químicos de olivinos.

Distribución del olivino

De las rocas volcánicas miocenas de Fuer-

| | CVN-I | CVN-II | CVC-I | CVC-II | CVC-III | CVS-I | CVS-II | CVS-III | Media |
|------------------------------------------------------|-------|--------|-------|--------|---------|-------|--------|---------|-------|
| % de basaltos en cada Complejo | 72 | 63 | 93 | 87 | 65 | 99 | 91 | 80 | 80 |
| % de fenocristales medio en basaltos | 13 | 10 | 11 | 16 | 12 | 19 | 11 | 22 | 13 |
| % de basaltos con más del 20% de fenocristales | 30 | 0 | 23 | 46 | 55 | 61 | 10 | 66 | 36 |
| idem con 2% a 20% de fenocristales | 60 | 100 | 55 | 46 | 27 | 32 | 80 | 29 | 54 |
| idem con menos del 2% | 10 | 0 | 22 | 8 | 18 | 7 | 10 | 5 | 10 |
| % de basaltos con olivino como fenocristal dominante | 70 | 38 | 40 | 70 | 30 | 30 | 75 | 58 | 51 |
| % de fenocristales de olivino | 54 | 52 | 39 | 48 | 50 | 35 | 53 | 52 | 48 |

Tabla 1.- Distribución y abundancia de los basaltos y de los fenocristales de olivino en los basaltos en los distintos Complejos volcánicos

Table 1.- Distribution and abundance of basalts and olivine phenocrysts in the basalts on the different Volcanic Complexes.

teventura el 80% (como término medio) son basaltos (según el diagrama TAS de la IUGS), el 16% traquibasaltos, el 4% traquiandesitas basálticas o traquiandesitas, siendo muy inferior la presencia de traquitas (Ancochea *et al.*, 1993).

El olivino es un fenocristal omnipresente en todos los basaltos, mientras que no es frecuente en los traquibasaltos, en los que, por el contrario, suele aparecer en la matriz. En el resto de los tipos petrográficos no aparece.

El olivino es el mineral más común en los

basaltos, apareciendo tanto como fenocristal, como en la matriz. En la mitad de los casos es el fenocristal dominante, aunque varía de un Complejo volcánico a otro; así en CVN-I, CVC-II y CVS-II es el fenocristal dominante en el 70-75% de los casos, mientras que en el CVN-II, CVC-I, CVC-III y CVS-I sólo lo es en el 30-40% (Tabla 1).

La variación en el porcentaje de fenocristales dentro de los tipos basálticos es bastante grande. Como término medio los basaltos tienen un 13% de fenocristales. En la mayoría de

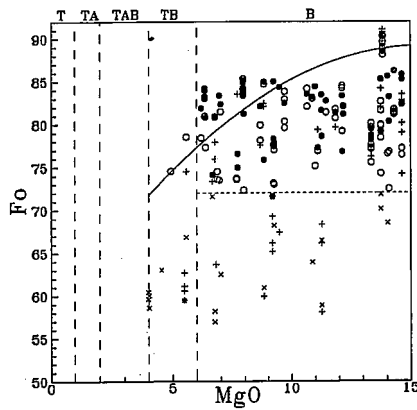


Fig. 1. - Variación en el contenido en Fo de los olivinos en función del MgO de la roca y del tipo de cristal. Círculo: fenocristales (borde). Círculo relleno: fenocristales (núcleo). Cruces: microfenocristales. Aspa: matriz. En todos los diagramas con MgO se marca el campo aproximado de Traquitas (T), Traquiandesitas (TA), Traquiandesitas basálticas (TAB), Traquibasalts (TB) y Basalts (B).

Fig. 1. - Fo-content of olivines plotted against weight per cent of MgO in total rock, for different crystal types. Circle: phenocrysts (rim). Circle filled: phenocrysts (core). Cross: microphenocrysts. X: groundmass. The different fields for Trachytes (T), Trachyandesites (TA), Basáltic trachyandesites (TAB), Traquibasalts (TB) and Basalts (B) are shown in all diagrams.

los edificios los basaltos tienen entre el 2% y el 20% de fenocristales, pero en algunos, como el CVC-III y CVS-I y III la mayor parte tiene más del 20% de fenocristales (Tabla 1). En el CVS-III los basaltos con más del 30% de fenocristales (es decir los tipos ankamíticos u oceaníticos) llegan a constituir el 37%. En general, en estas tipologías más ricas en fenocristales predominan las ankaramitas sobre las oceanitas.

Del total de fenocristales, prácticamente la mitad son de olivino, variando este porcentaje entre el 35% y el 54% según el Complejo volcánico del que se trate.

Composición del olivino

La composición del olivino varía desde Fo_{86} a Fo_{56} , siendo las composiciones más frecuentes entre Fo_{86} y Fo_{71} , únicamente en una roca el olivino supera esas proporciones, con valores de forsterita entre 88 y 92.

La variación en la composición de olivino puede ser considerada desde distintas perspectivas: dentro de cada roca individual, dentro de las rocas de un Complejo volcánico determinado y en función de la afinidad geoquímica de la serie. En las Figuras 1, 2 y 3 se han proyectado los contenidos en forsterita de los olivinos

en función del contenido en MgO de la roca y de estos diferentes aspectos. A grandes rasgos podemos considerar como basaltos (TAS) a las rocas que tienen más del 6% de MgO, traquibasaltos a las rocas con MgO entre el 6% y el 4%, traquiandesitas basálticas entre el 4% y el 2%, traquiandesitas entre el 1% y el 2% y traquitas a las de menos del 1%.

Variación de la composición en cada roca

La composición del olivino varía notablemente en cada roca individual, observándose siempre una disminución del contenido en MgO del olivino de núcleo a borde de los fenocristales y de los fenocristales a la matriz (Fig. 1). Los fenocristales varían entre Fo_{86} y Fo_{71} y la matriz entre Fo_{74} y Fo_{56} . Los microfenocristales tienen habitualmente composiciones intermedias, si bien en algunos casos se solapan sus composiciones con las de los fenocristales o las de la matriz. Aunque lo habitual es que el contenido en forsterita dentro de una roca varíe aproximadamente un 15%, en algunos casos en una misma roca puede encontrarse tanta variación como en todo el conjunto.

Las variaciones de composición de núcleo a borde de los fenocristales no suele ser grande en la mayor parte de los casos medidos, pero en algunos casos, como en el de las rocas más magnésicas alcanza el 15% de Fo, tanto como todo el conjunto de variación de los fenocristales. Se trata siempre de un zonado normal con los núcleos más ricos en Fo.

Variación de la composición en los diferentes tipos petrográficos

En los fenocristales de los basaltos no se aprecia una variación en el contenido de forsterita con la variación del MgO de las rocas. Por el contrario, en los cristales de la matriz se observa un descenso en el contenido de Fo con el descenso del MgO, y así, mientras que en los basaltos más magnésicos los olivinos menos forsteríticos son de composición Fo_{69} , los de los basaltos menos magnésicos son Fo_{56} .

En los traquibasaltos, por el contrario, parece apreciarse un descenso en el contenido en forsterita de los olivinos con el descenso del MgO de la roca, tanto en los fenocristales, como en la matriz. Los pocos fenocristales existentes son algo menos forsteríticos que los de los basaltos: Fo_{79-74} y los olivinos de la matriz son claramente más ricos en hierro: Fo_{69} a Fo_{57} .

Variación de la composición en los diferentes Complejos volcánicos

No se aprecia una variación notable en la composición de los olivinos de los distintos Complejos volcánicos (Fig. 2). Las pequeñas

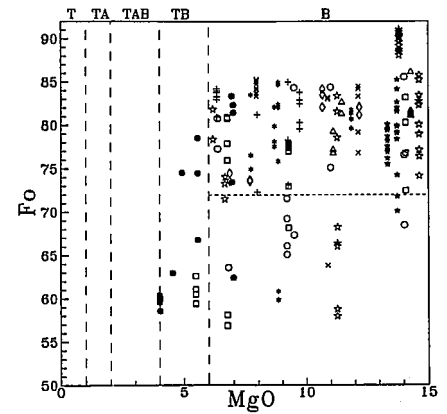


Fig. 2. - Variación en el contenido en Fo de los olivinos en función del MgO de la roca y del Complejo volcánico al que pertenece. Círculo: CVN-I. Círculo relleno: CVN-II. Cruz: CVC-I. Aspa: CVC-II. Asterisco: CVC-III. Estrella: CVC-Formaciones Locales. Triángulo: CVS-I. Rombo: CVS-II. Cuadrado: CVS-III. Estrella rellena: CVS-Formación La Angostura.

Fig. 2. - The same variation diagram regarding the Volcanic Complex in which olivines are found. Circle: CVN-I. Circle filled: CVN-II. Cross: CVC-I. X: CVC-II. Asterisk: CVC-III. Star: CVC Local formations. Triangle: CVS-I. Diamond: CVS-II. Box: CVS-III. Star filled: La Angostura formation.

diferencias observables, como el aparente menor contenido en forsterita de los olivinos del CVN-II, no es debido a diferencias en el olivino, sino a que en ese Complejo volcánico las rocas existentes son mucho más evolucionadas que en el resto.

Variación de la composición con la alcalinidad de la serie

En la Figura 3 se puede observar las variaciones composicionales de los olivinos en función de la alcalinidad de la roca. Como en el caso anterior, las diferencias se deben más a la mayor o menor abundancia de tipos petrográficos en una u otra serie de alcalinidad, que a diferencias propias de dichas series. Destaca el mayor contenido en forsterita de una roca ultraalcalina, en concreto una nefelinita olivínica, sin embargo esa peculiaridad no se confirma en otras rocas de idéntica naturaleza.

Discusión

El reparto del Fe^{2+} y Mg entre olivino y líquido ha sido tratado por numerosos autores por su posible interés a la hora de demostrar el equilibrio entre olivinos y magma, entre olivinos y roca fuente o como geotermómetro (entre

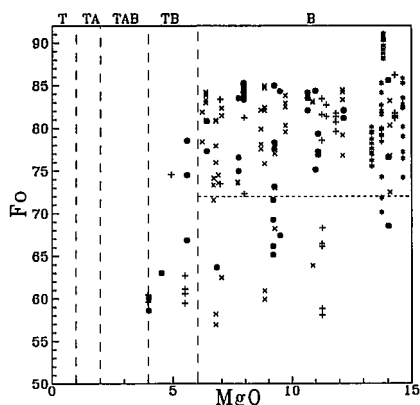


Fig. 3.- Variación en el contenido en Fo de los olivinos en función del MgO de la roca y de la alcalinidad de la serie a la que pertenece. Asterisco: ultraalcalina. Aspa: fuertemente alcalina. Cruz: moderadamente alcalina. Círculo relleno: ligeramente alcalina.

Fig. 3.- The same, in relation to the alkalinity of the corresponding Rock Series. Asterisk: ultra-alkaline. X: strongly alkaline. Cross: middle alkaline. Circle filled: mildly alkaline.

otros: Roeder y Ermslie, 1970; Roeder, 1974; Hoover y Irvine, 1977; Leeman y Scheidegger, 1977; Bender *et al.*, 1978; Leeman, 1978; Longhi *et al.*, 1978; Ford *et al.*, 1983; Ulmer, 1989). En general existe acuerdo en todos ellos en que el reparto entre Fe²⁺ o Mg ($Kd_{Mg}^{ol-liq} = Mg_{ol} / Mg_{liq}$ y análogo para el Fe²⁺) muestra una correlación inversa con la temperatura.

Por su parte, Longhi *et al.*, (1978) y Ford *et al.*, (1983) han demostrado la dependencia entre la concentración en Fe²⁺ y Mg de los olivinos y la composición de la roca, especialmente del contenido en MgO (Ulmer, 1989).

A partir de los cálculos de Ford *et al.*, (1983) puede calcularse el contenido en forsterita de un olivino en equilibrio con el MgO de una determinado líquido. De este modo, si suponemos que la concentración en MgO de una roca representa el contenido en el magma en el momento del comienzo de la cristalización, podemos conocer la composición del primer olivino cristalizado, siempre que ésta sea la primera fase en cristalizar, como es el caso de las rocas de Fuerteventura con más del 8% de MgO, según deducen Ancochea *et al.* (1993), aplicando los cálculos de Nielsen (1988).

A medida que progresa la cristalización el

líquido se irá empobreciendo en MgO y el olivino en equilibrio será cada vez menos magnésico. En la Figura 1 se ha trazado una línea que indica la composición del olivino en equilibrio para cada MgO. De acuerdo con lo dicho, la composición del primer olivino en cristalizar se proyectaría sobre dicha línea y el resto de los olivinos que fueran cristalizando tendrían cada vez menos contenido en Fo y, en consecuencia, se proyectarían por debajo de la mencionada línea.

Puede comprobarse efectivamente que en la mayor parte de los casos los olivinos se proyectan por debajo de la línea y se alejan tanto más de ella a medida que pasamos de los núcleos de los fenocristales, a los bordes de los mismos y a la matriz. Los fenocristales más magnésicos son los que se proyectan más próximos a la línea teórica.

Sin embargo, existen dos excepciones. La primera, ya mencionada, es el caso de una nefelinita olivínica en la que el elevado contenido en magnesio de alguno de sus olivinos puede ser debido a que se trate de olivinos mantélicos heredados, que no estarían en equilibrio con el líquido que los contiene. La presencia en el afloramiento de frecuentes enclaves ultramáficos y el que la roca tenga características químicas de magma primario, apoyan esta idea.

La excepción más importante es la de los olivinos de las rocas con contenidos en MgO entre el 9% y el 6%, es decir los basaltos más evolucionados. En este caso, una buena parte de los fenocristales (en especial sus núcleos) se proyectan por encima de la línea de equilibrio. El que se trate de un hecho común en todas las rocas de ese rango composicional, indica que se trata de un fenómeno general y, por otra parte, el que no tengan enclaves ultramáficos, ni características químicas primarias, descarta la posibilidad de la herencia mantélica. Considerando correctos los cálculos de Ford *et al.*, (1983), los olivinos en cuestión se habrían formado en líquidos más magnésicos, razonablemente en los magmas padres basálticos de los que procederían por evolución magmática los magmas que ahora los contienen. Los bordes de muchos de los fenocristales y los microfenocristales se habrían formado posteriormente y ya en equilibrio con el líquido que los incluye.

Los resultados de geotermómetros olivino-líquido empleados con frecuencia en la bibliografía sobre rocas volcánicas, han de ser analizados con precaución, ya que parten de asumir un teórico equilibrio entre el olivino medido y el líquido, entendido como compo-

sición de roca total. Como puede verse, ese equilibrio en magmas basálticos poco evolucionados puede darse con respecto a algunos núcleos de fenocristales, que en cualquier caso serían los que más se aproximarían a un primer cristalizado. En basaltos más evolucionados es muy difícil conocer que olivino está en equilibrio y por consiguiente la aplicación de dichos geotermómetros.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado con el Proyecto PB94-0237. Los análisis de olivino han sido efectuados en la microsonda de la Universidad Blaise Pascal-CNRS de Clermont-Ferrand (Francia), en la Universidad de Oviedo y en el Centro de Microscopía de la Universidad Complutense.

Referencias

Ancochea, E.; Cubas, C.R.; Hernán, F. & Brändle, J.L., 1991. *Geogaceta*, 9: 60-62.
 Ancochea, E.; Brändle, J.L.; Cubas, C.R.; Hernán, F. & Huertas, M.J., 1993. *Memor. R. Acad. Cienc. Exac. Fís. Nat. de Madrid*, 27: 151 pp.
 Ancochea, E.; Brändle, J.L.; Cubas, C.R.; Hernán, F. & Huertas, M.J., 1995. *Jour. Volc. Geoth. Res.* (en prensa)
 Bender, J.F.; Hodges, F.N. & Bence, a.E., 1978. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 41: 277-302.
 Cubas, C.R.; Hernán, F.; Ancochea, E. & Brändle, J.L., 1992. *Geogaceta*, 11: 79-81.
 Ford, C. E.; Russell, D.G.; Craven, J.A. & Fisk, M.R., 1983. *Jour. Petrol.*, 24: 256-265.
 Hernán, F.; Ancochea, E.; Brändle, J.L. & Cubas, C.R., 1993. *Geogaceta*, 13: 62-64
 Hoover, J.D. & Irvine, T.N., 1977. *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, 77: 774-784.
 Leeman, W. P., 1978. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42: 789-800.
 Leeman, W. P. & Scheidegger, K. F., 1977. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 35: 247-257
 Longhi, J.; Walker, D. & Hays, J. F., 1978. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42: 1545-1548.
 Nielsen, R. L. 1988., *Comp. Geosciences*, 14: 15-35.
 Roeder, P. L., 1974. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 23: 397-410.
 Roeder, P. L. & Ermslie, R.F., 1970. *Contrib. Mineral. Petrol.* 29: 275-289.
 Ulmer, P., 1989. *Contrib. Mineral. Petrol.* 29: 261-273.