

Composición y evolución de las lavas de la isla de Branco (Cabo Verde)

Composition and evolution of Branco Island (Cape Verde)

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

⁽¹⁾ Departamento de Petrología y Geoquímica. Univ. Complutense - Inst. Geología Económica. CSIC. Ciudad Universitaria. 28040 Madrid

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

RESUMEN

The first data about the composition of lava flows from Branco Island (Cabo Verde) are presented in this work. Most lava flows in the sequence are alkali basalts (Fo₈₄₋₇₆ olivine, En₄₄₋₃₆ diopside, An₈₃₋₃₁ plagioclase) showing geochemical affinity of typical ocean island basalts. The scarce most evolved members are mugearites (olivine absent, En₄₁₋₃₁ clinopyroxene, An₅₁₋₂₆ plagioclase, and kaersutite). The compositional variations between both the types are explained by crystal fractionation and extraction of pyroxene (up to 29%) and lesser proportions of olivine and Fe and Ti oxides (Cpx: 75; Ol: 21; OxFeTi: 4). The transition to mugearites from the most evolved basalts would mainly be due to extraction of pyroxene (24%) and Fe and Ti oxides (Cpx: 68; Ol: 3; Plag: 5; OxFeTi: 30).

Key words: *Oceanic islands, Branco, Barlovento Islands, Cape Verde, alkaline basalts*

*Geogaceta, 40 (2006), 91-94
ISSN: 0213683X*

Introducción

Branco, una de las islas menores de la alineación de Barlovento del archipiélago de Cabo Verde, está formada por una acumulación de más de setecientos metros de coladas, con algunos niveles piroclásticos intercalados. Se trata de una pequeña isla alargada, con forma de tejado a dos aguas, de 4 km de longitud y unos 700 metros de ancho. La isla forma parte de una zona elevada sobre un fondo oceánico de 3,5 – 4 km de profundidad (Dash *et al.*, 1976), que engloba también a las islas de Santo Antao, San Vicente, Santa Luzia, Razo y San Nicolau (Fig. 1A). La profundidad del mar entre Branco y las islas más próximas no alcanza los 50 metros.

Por su estructura, una sucesión inclinada ligeramente hacia el sureste, y la dirección de sus diques, casi ortogonal a la dirección de las capas, ha sido interpretada como el resto erosivo de un gran edificio volcánico, cuyo centro estaría situado al noroeste de la isla (Ancochea *et al.*, 2006; Hernán *et al.*, 2006).

Son escasos los datos sobre la geología de esta isla. Bebiano (1932) es quien más información ha aportado, presentando una descripción general y un pequeño

esquema geológico de la misma. Mitchell-Thomé (1976) que recopila todos los datos existentes sobre Cabo Verde apenas le dedica unas líneas a Branco, centrándose casi exclusivamente en las dunas que aparecen en las zonas más bajas. Recientemente, Ancochea *et al.* (2006) estudian los aspectos vulcanológicos generales de la isla y presentan una cartografía geológica más precisa de la misma. Hernán *et al.* (2006) la interpretan como el resto de un volcán en escudo que podría incluir parte de la isla de Santa Luzia y Brändle *et al.* (2006) avanzan algunos datos sobre su composición.

El objetivo de este trabajo es precisar las características composicionales de la isla y analizar los procesos petrogenéticos que las condicionaron.

Se trata de una isla que siempre ha estado deshabitada y en la que no es sencillo desembarcar. Resulta casi imposible hacerlo en la parte de barlovento y sólo se puede en muy pocos puntos en la de sotavento. Se han podido realizar dos desembarcos, ambos en la parte de sotavento, el primero en el norte en la zona de Bufador y el segundo en el sur, en Ponta da Parede (Fig.1B). En ambos puntos se han muestreado coladas y diques. Consi-

derando que afloran unos 700 m de espesor de serie, las muestras del primer desembarco se sitúan en su parte baja, a unos 150 m de la base de la sucesión aflorante, mientras que las del segundo pertenecen a su parte media - alta, entre los 400 y los 500 m de la base (a 200 m del techo).

Aspectos composicionales

No se han apreciado diferencias composicionales significativas entre las muestras del norte y del sur de la isla, ni entre coladas y diques. La mayor parte de las rocas son basaltos olivínicos piroxénicos plagioclásicos y basaltos piroxénicos olivínicos, con un contenido en fenocristales muy variable, desde prácticamente afíricos a ankaramitas con un 40-45% de fenocristales seriados que en ocasiones superan el centímetro de tamaño. La matriz, muy microcristalina, está formada, además, por microlitos de plagioclasa y por abundantes opacos. Ocasionalmente se observan glomérulos de plagioclasa y ligera textura fluidal. El olivino presenta un grado variable de alteración a iddingsita y el clinopiroxeno es de color rosado y con textura seriada.

El segundo tipo petrográfico principal, mucho menos frecuente, es el de las

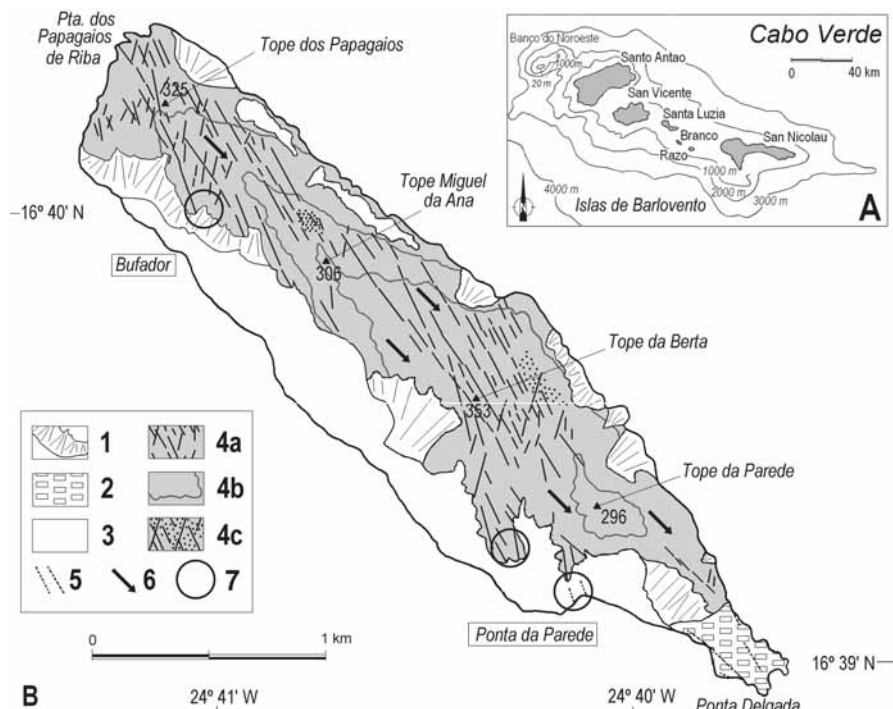


Fig. 1.- A) Distribución y batimetría de las islas de Barlovento de Cabo Verde. B) Mapa geológico de la isla de Branco (Ancochea et al., 2006) 1: coluviones; 2: rasa; 3: arenas eólicas; 4: coladas y piroclastos basálticos: 4a: diques, 4b: capas guía, 4c: áreas con piroclastos abundantes; 5: diques parcialmente cubiertos; 6: inclinación de las coladas; 7: Áreas de muestreo.

Fig. 1.- A) Distribution and Bathymetry of the Barlovento Islands (Cabo Verde). B) Geological map of Branco island (Ancochea et al., 2006). 1: colluvium deposits; 2: wave cut terrace; 3: aeolian sands; 4a: dikes; 4b: key bed; 4c: areas where pyroclasts are significant; 5: dikes partially covered; 6: dip of flows. 7: Sampled areas.

traquiandesitas. Tienen anfíbol, además de clinopiroxeno, son ligeramente porfídicas con textura fluidal y sus fenocristales (siempre inferiores a 1 cm) son seriados, siendo los de clinopiroxeno los más abundantes y los que mayor tamaño alcanzan. La matriz está compuesta por microlitos de plagioclasa, opacos y clinopiroxeno. Destaca la presencia de grandes y abundantes cristales de apatito.

Se han analizado los elementos mayores y traza de siete muestras de rocas representativas de los distintos tipos litológicos, de los distintos sectores y tanto de coladas, como de diques (Tabla I).

En el diagrama TAS (Fig. 2) las rocas basálticas se proyectan en el campo de los basaltos, aunque alguna lo hace en el de basanitas. Tanto por sus características petrográficas, como por su proyección en el diagrama de MacDonald y Katsura (1964), se trata de basaltos alcalinos. Las traquiandesitas se proyectan en el campo de las traquiandesitas basálticas (mugearitas), en el límite con tefritas, tefritas fonolíticas y traquibasaltos (hawaiitas).

Los diagramas multielementales presentan pautas características de rocas alcalinas. En el diagrama normalizado al

manto primitivo (Fig. 3) se observan pequeñas anomalías positivas de Nb y Ce, pequeña anomalía negativa de P y marcada anomalía negativa de K. Las mugearitas están más enriquecidas en todos los elementos, excepto en el Ti, que tiene anomalía negativa, lo que refleja la importancia de la extracción de una fase titanada en los procesos de cristalización. Como otras rocas alcalinas, están enriquecidas en tierras raras ligeras frente a pesadas con valores $(La/Yb)_n$ entre 13,8 y 17,7 para los basaltos y superiores (19,5) en las mugearitas.

Composición mineralógica

Se han analizado las principales fases minerales, mediante microsonda electrónica, en el Centro de Microscopía Luis Bru de la Universidad Complutense. El olivino aparece como fenocristal y en la matriz de los basaltos, su composición es bastante homogénea, entre Fo_{84} y Fo_{76} . La mayor parte tienen un rango de composición más estrecho, Fo_{80-83} , con una media de Fo_{82} (Fig. 4). A veces presentan un pequeño zonado normal (Fo_{84} a Fo_{80}).

Los piroxenos son los fenocristales más abundantes. Se trata de diopsidos, con frecuencia ricos en titanio, y en menor medida, augitas en el límite con diopsidos. Tienen un contenido en En ($=\% Mg/(Mg+Fe+Ca)$) que varía de En_{44} a En_{46} en los fenocristales de los basaltos (media En_{41}) y de forma muy similar, aunque algo menos magnésica, en la matriz: media En_{39} . En las mugearitas aparecen como microfenocristales o en la matriz; su composición es menos magnésica que en los basaltos, varía de En_{41} a En_{31} (media En_{34}). El contenido en Ca+Na de todos los piroxenos es característico de basaltos alcalinos (Letierrier et al., 1982). Utilizando el método de Putirka et al. (1996 y 2003) se obtienen, para los fenocristales de clinopiroxeno de los basaltos, presiones de formación entre 9,7 y 8,4 kb y temperaturas entre 1210°C y 1240°C.

Las plagioclasas se encuentran en la matriz de todas las rocas y aparecen como fenocristales en algunos basaltos. En los términos ankaramíticos forman glomérulos de composición bytownítica (An_{83-72} , media An_{77}). Las plagioclasas de la matriz son menos cálcicas, labradoritas y sobre todo andesinas (An_{67-31} ; media An_{44}). En las mugearitas la plagioclasa sólo está en la matriz y es andesina (An_{51-26} , media An_{39}).

El anfíbol aparece como fenocristal o microfenocristal en las mugearitas y se trata esencialmente de kaersutitas, con una rela-

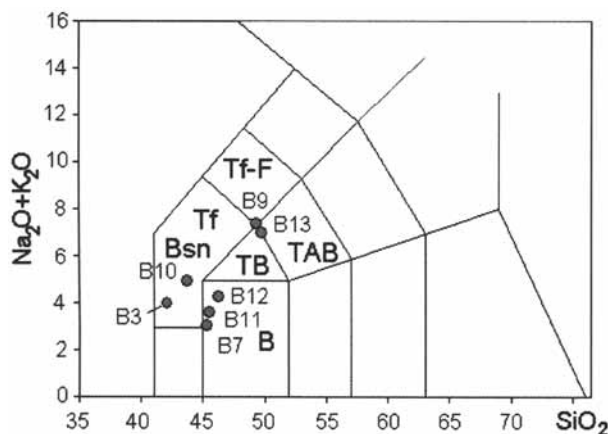


Fig. 2.- Proyección de las rocas en el diagrama TAS.

Fig. 2.- Plotting of samples in the TAS diagram.

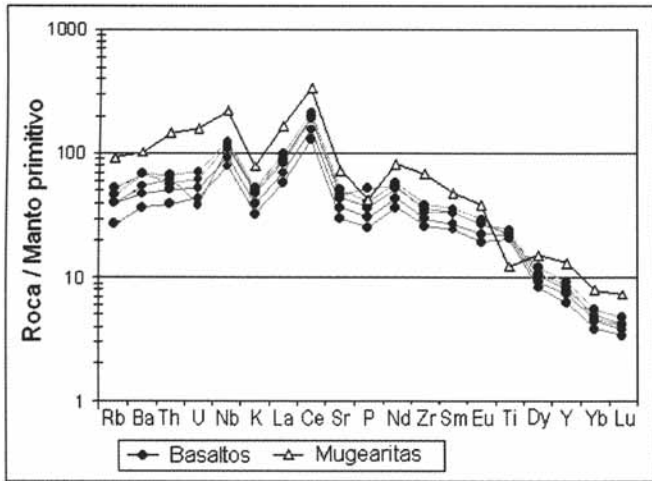


Fig. 3.- Diagrama multi-elemental normalizado al manto primitivo.

Fig. 3.- Primordial mantle normalized multi-element diagram.

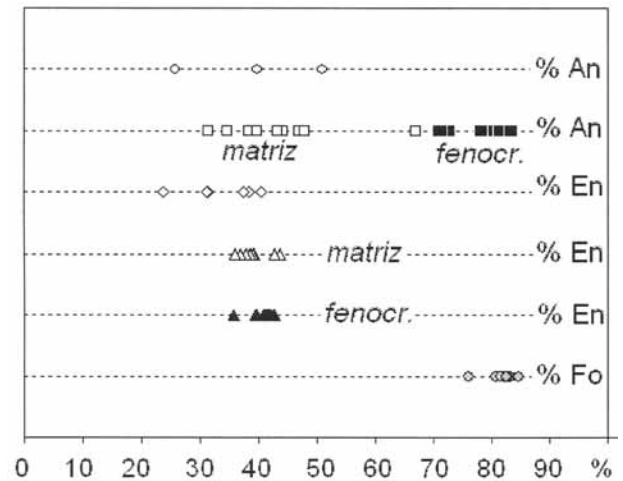


Fig. 4.- Composición de las principales fases minerales.

Fig. 4.- Composition of main mineral phases.

ción $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ que varía entre 0,70 y 0,52. Su contenido en Al indica presiones de formación entre 8,2 y 8,8 kb (media 8,5 kb) (Hammarstrom y Zen, 1986).

Los óxidos de Fe y Ti que acompañan a estas rocas son tanto ilmenita como magnetita en los basaltos. En las mugearitas sólo se ha encontrado magnetita.

Procesos de evolución magmática

Ninguna de las muestras analizadas presentan composiciones de rocas primarias; todas tienen bajos valores de Mg y

de Ni. Posiblemente la roca más primitiva es la B7, pues es la que tiene más MgO (8.84%) y más Ni (110 ppm).

En los diagramas binarios en los que hemos proyectado las rocas y las medias de los minerales analizados, se aprecia que las pautas de variación existentes pueden justificarse esencialmente mediante procesos de cristalización fraccionada. Se distinguen dos pautas evolutivas (Fig. 5). La primera, que afecta a los basaltos está caracterizada por un claro descenso del CaO con la evolución (con la disminución del MgO), mientras

que el FeO_{total} permanece prácticamente constante, el TiO_2 aumenta ligeramente y el Al_2O_3 aumenta sustancialmente. La segunda pauta, que justifica el paso de basaltos a mugearitas, se caracteriza porque, al disminuir el MgO, el Al_2O_3 sigue aumentando (incluso más que antes), el CaO disminuye aún más acusadamente y el FeO y el TiO_2 cambian de tendencia, disminuyendo ambos apreciablemente.

Mientras que la primera pauta (I, Fig.5) implica la extracción de clinopiroxeno y en menor medida de

| | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | TiO ₂ | P ₂ O ₅ | LOI | Total | | | | |
|-----|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------------------|------------------|------------------|-------------------------------|------|-------|-------|------|------|------|
| B3 | 41,05 | 13,06 | 14,17 | 0,18 | 6,28 | 12,43 | 2,45 | 1,46 | 5,25 | 1,12 | 1,97 | 99,42 | | | | |
| B10 | 42,92 | 14,41 | 12,92 | 0,20 | 6,28 | 11,00 | 3,28 | 1,56 | 4,65 | 0,88 | 1,20 | 99,30 | | | | |
| B7 | 44,21 | 11,16 | 13,18 | 0,17 | 8,84 | 12,01 | 1,98 | 0,98 | 4,41 | 0,55 | 2,18 | 99,66 | | | | |
| B11 | 45,07 | 12,64 | 13,59 | 0,18 | 7,14 | 11,41 | 2,44 | 1,16 | 4,73 | 0,66 | 0,86 | 99,88 | | | | |
| B12 | 45,43 | 14,08 | 13,22 | 0,17 | 5,06 | 10,40 | 2,76 | 1,41 | 4,94 | 0,80 | 1,40 | 99,67 | | | | |
| B9 | 48,47 | 16,53 | 9,76 | 0,24 | 3,34 | 8,98 | 4,87 | 2,39 | 2,65 | 0,92 | 1,60 | 99,74 | | | | |
| B13 | 48,58 | 16,67 | 9,64 | 0,24 | 3,28 | 8,93 | 4,56 | 2,28 | 2,62 | 0,88 | 2,25 | 99,92 | | | | |
| | Ba | Rb | Sr | Y | Zr | Cr | V | Co | Ni | Zn | Ga | Nb | Sb | Sc | Th | U |
| B3 | 477 | 29 | 961 | 38 | 378 | 20 | 419 | 34 | 30 | 120 | 23 | 83 | 0,8 | 21 | 4,8 | 1,3 |
| B10 | 477 | 33 | 1082 | 42 | 429 | 30 | 403 | 31 | < 20 | 130 | 29 | 89 | < 0,5 | 20 | 5,7 | 1,5 |
| B7 | 258 | 17 | 632 | 28 | 289 | 410 | 373 | 52 | 110 | 130 | 23 | 56 | 0,8 | 30 | 3,3 | 0,9 |
| B11 | 327 | 25 | 768 | 33 | 335 | 250 | 396 | 50 | 60 | 160 | 25 | 66 | 0,9 | 27 | 4,3 | 1,1 |
| B12 | 378 | 25 | 904 | 35 | 405 | 40 | 411 | 37 | < 20 | 100 | 28 | 78 | 0,6 | 19 | 5,2 | 0,8 |
| B9 | 719 | 59 | 1529 | 59 | 769 | < 20 | 215 | 12 | < 20 | 150 | 30 | 156 | 0,7 | 7 | 12,5 | 3,3 |
| B13 | 734 | 56 | 1550 | 57 | 769 | < 20 | 213 | 11 | < 20 | 140 | 29 | 158 | 1 | 7 | 12,4 | 2,2 |
| | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu | Hf | Ta |
| B3 | 60,8 | 133 | 18,8 | 73,4 | 14,6 | 4,47 | 12,5 | 1,7 | 8 | 1,4 | 3,4 | 0,42 | 2,3 | 0,3 | 9,4 | 6,9 |
| B10 | 67,4 | 147 | 19,7 | 77,8 | 16 | 4,9 | 13,4 | 1,8 | 8,8 | 1,5 | 3,7 | 0,46 | 2,7 | 0,35 | 9,4 | 6,1 |
| B7 | 39,2 | 89,2 | 12,3 | 49,7 | 10,8 | 3,23 | 8,9 | 1,2 | 6,1 | 1,1 | 2,6 | 0,33 | 1,9 | 0,25 | 7,3 | 3,8 |
| B11 | 47,9 | 107 | 14,6 | 58 | 11,9 | 3,73 | 10,4 | 1,4 | 6,8 | 1,2 | 2,9 | 0,38 | 2,2 | 0,28 | 8,4 | 4,3 |
| B12 | 57,9 | 132 | 17,6 | 70,6 | 14,6 | 4,47 | 12 | 1,6 | 7,7 | 1,3 | 3,2 | 0,41 | 2,4 | 0,31 | 9,7 | 5,6 |
| B9 | 114 | 231 | 30,1 | 112 | 21,4 | 6,36 | 16,9 | 2,3 | 11,1 | 2 | 5,1 | 0,65 | 3,9 | 0,54 | 16,5 | 10,3 |
| B13 | 113 | 237 | 30,8 | 116 | 22,2 | 6,57 | 17,5 | 2,4 | 11,6 | 2 | 5,1 | 0,67 | 3,9 | 0,53 | 16,7 | 10,4 |

Tabla I.- Composición química de las rocas de Branco.

Table I.- Geochemical composition of rocks from Branco.

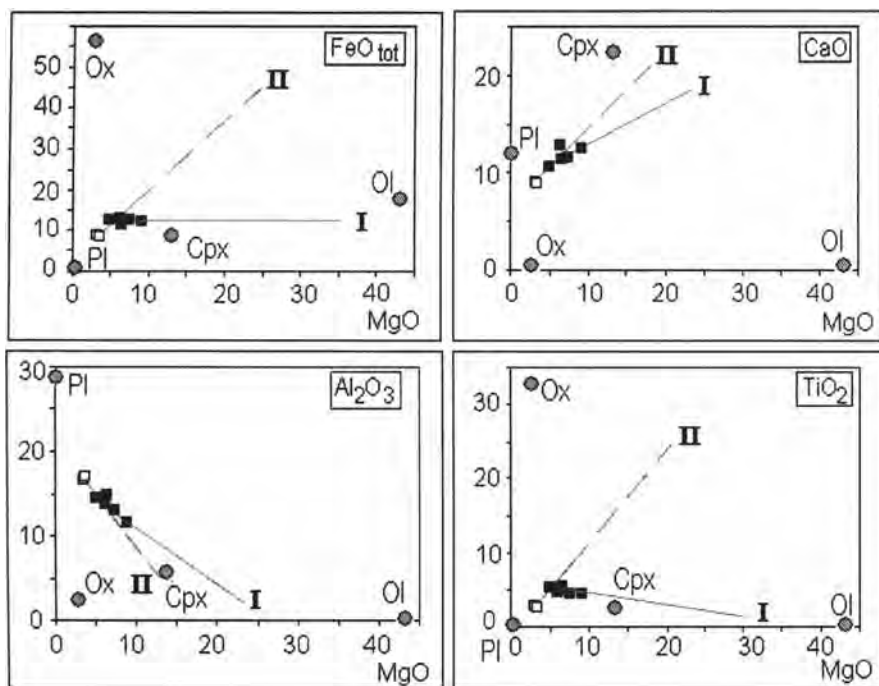


Fig. 5.- Pautas de evolución en las rocas de Branco. I: tendencia evolutiva de los basaltos. II: evolución de basaltos a mugearitas. Cuadros negros: basaltos; cuadros blancos: mugearitas; círculos grises: minerales.

Fig. 5.- Evolution pattern of Branco rocks. I: evolution trend of basalts. II: evolution trend from basalts to mugearites. Black squares: basalts; white squares: mugearites; grey circles: minerals.

| Inicial | Final | % Ol | % Cpx | % Pl | % Ox FeTi | % crist | residual |
|---------|-------|------|-------|------|-----------|---------|----------|
| B7 | B11 | 21,1 | 76,2 | - | 2,6 | 15,1 | 0,029 |
| B7 | B12 | 20,4 | 74,7 | - | 4,9 | 28,5 | 0,109 |
| B12 | B13 | 2,5 | 67,9 | 3,8 | 29,6 | 24,0 | 1,545 |
| B12 | B9 | 2,5 | 67,8 | 6,4 | 29,7 | 23,6 | 2,513 |

Tabla II.- Modelos de cristalización fraccionada.

Table II.- Fractional crystallization models.

olivino, la segunda (II, Fig.5) implica la extracción de clinopiroxeno y de óxidos de hierro y titanio. No se aprecia en ningún caso una participación significativa de plagioclasa.

Se ha modelizado el proceso de cristalización, mediante ajuste por mínimos cuadrados de los elementos mayores, utilizando como fases minerales las analizadas por nosotros (Tabla II). El paso desde el basalto menos evolucionado (B7) y el siguiente en grado de evolución (B11) se justifica por un 15,1% de extracción de

olivino, clinopiroxeno, magnetita e ilmenita en proporciones relativas $Ol_{21}Cpx_{76}OxFeTi_3$, sin participación de plagioclasa. El bajo residual (0.029) indica que se trata de un modelo aceptable. El paso B7 al basalto más evolucionado (B12) implica mayor porcentaje de extracción (28,5%), con fases minerales en similares proporciones: $Ol_{20}Cpx_{75}OxFeTi_5$ y un buen residual (0,109).

El paso de basaltos a mugearitas implica, como pone de manifiesto la figura 5, un cambio en la cristalización. El

modelo de paso del basalto más evolucionado (B12) a mugearitas implica un 24% de extracción (Tabla II) de, esencialmente clinopiroxeno (68%) y óxidos de hierro y titanio (30%), con extracciones menores de plagioclasa (4-6%) y olivino (2,5%).

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado con los Proyectos BTE2003-02153, CGL2004-02175, PR27/05-13868-BSCH y CGL2005-24183E, y forma parte de las actividades del Grupo de Investigación UCM-CAM 910469: "Vulcanismo".

Referencias

Ancochea, E., Brändle, J. L., Hernán, F. y Huertas, M. J. (2006). *Geogaceta*, 39, 39-42.

Bebiano, J. (1932). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 18, 276 pp.

Brändle, J. L., Hernán, F., Huertas, M. J. y Ancochea, E. (2006). En: *V Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*. (Sevilla). Abstract.

Dash, B.P., Ball, M.M., King, G.A., Butler, L.W., Rona, P.A. (1976). *Journal of Geophysical Research*, 81, 5249-5259.

Hammarstrom, J.M. y Zen, E. (1986). *American Mineralogist*, 71, 1297-1313.

Hernán, F., Huertas, M. J., Ancochea, E. y Brändle, J. L. (2006). En: *V Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*. (Sevilla). Abstract.

Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D. y Marchal, M. (1982). *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 139-154.

McDonald, G. A. y Katsura, J. (1964). *Journal of Petrology*, 5, 82-133.

Mitchell-Thomé, R.C. (1976). *Geology of the Middle Atlantic Islands*. Gebrüder Borntraeger. Berlín, 325 pp.

Putirka, K., Johnson, M., Kinzler, R., Longhi, J. y Walker, D. (1996). *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 123, 92-108.

Putirka, K., Mikaelian, H., Ryerson, F. J. y Shaw, H. (2003). *American Mineralogist*, 88, 1542-1554.