

**EL CONJUNTO VOLCANICO DE BANDAMA (GRAN CANARIA):
VULCANOLOGIA Y ESTUDIO DE INCLUSIONES VITREAS Y FLUIDAS EN
FENOCRISTALES DE OLIVINO**

A. GONZALEZ⁽¹⁾, J. MANGAS⁽¹⁾, F.J. PEREZ-TORRADO⁽¹⁾, R. CLOCCHIATTI⁽²⁾ y
D. MASSARE⁽²⁾

(1) Dpto. de Física-Geología. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria .

(2) Laboratoire Pierre Süe. C.E.N. Saclay. France.

El conjunto volcánico de Bandama representa una de las últimas manifestaciones volcánicas cuaternarias (holocenas) de Gran Canaria. Este conjunto está constituido al norte por un cono piroclástico asimétrico de 571 m. de altura con un cráter en forma de herradura, y al sur una caldera elíptica con un diámetro medio de 850 m. y una profundidad media de 200 m.. El sustrato que observamos en las paredes de la caldera esta compuesto por una secuencia de materiales volcánicos y sedimentarios miocenos y pliocenos, pudiéndose estimar el volumen del sustrato que falta en el interior en $\approx 0,2 \text{ Km}^3$.

Este conjunto volcánico comienza mediante erupciones estrombolianas asociadas a una fractura de dirección NNO-SSE, a lo largo de la cual van creciendo progresivamente varios conos volcánicos. En la parte sur de esta fractura, la actividad estromboliana se ve interrumpida por procesos freatomagmáticos intermitentes que dan lugar a depósitos de oleadas piroclásticas (Araña et al., 1988). Zonas de alteración hidrotermal aparecen localmente en las vertientes oeste de la caldera.

Tanto los depósitos piroclásticos como las lavas asociadas a este conjunto presentan una composición basanítica (SiO_2 : 41,8% y $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$: 3,8%). En algunos niveles piroclásticos de caída aparecen xenolitos blanquecinos de composición cuarcítica con tamaños inferiores a 8 cm.. Estudios estratigráficos y cartográficos de los depósitos de oleadas piroclásticas permiten diferenciar facies proximales, medias y distales, y en conjunto representan un volumen total de $\approx 0,02 \text{ Km}^3$. con un porcentaje en líticos inferior al 20% en volumen.

Teniendo en cuenta la diferencia existente entre el volumen del sustrato vaciado en la caldera ($0,2 \text{ Km}^3$) y el de los depósitos de oleadas asociados ($0,02 \text{ Km}^3$), y algunos aspectos estructurales, se confirma que el origen de la caldera de Bandama es por colapso. Así, las sucesivas erupciones estrombolianas y freatomagmáticas debilitaron tanto las rocas del basamento como el paleocono sur y posiblemente produjeron el vaciado progresivo de una cámara magmática poco profunda. Estos procesos ocasionaron, en una etapa tardía, el hundimiento del edificio sur y su basamento, dando lugar a la caldera. Los posteriores procesos exógenos han generado continuos desprendimientos en las paredes verticales y coluviones que se han acumulado en el fondo de la caldera.

Los materiales piroclásticos y lávicos muestran abundantes fenocristales de olivino y, en menor proporción, microcristales de espinela y magnetita. El olivino tiene tamaños $\geq 1 \text{ cm}$. en facies proximales, presenta formas de idiomórfas a alotriomorfias y aparece muy fresco. La composición de estos olivinos varía de Fo_{89} a Fo_{77} y existe una distribución bimodal entre Fo_{80-82} y Fo_{86-88} . Los fenocristales presentan dos zonas con características diferentes: A (centro) y B (borde), pero es posible encontrar cristales con sólo zonas A o B:

I) Cristales A o centro de fenocristales se caracterizan por:

- 1) Una composición con altos contenidos en Mg y Ni (Fo_{89} y $\text{Ni} \approx 0,4\%$), bajo contenido en Ca y relaciones $\text{Ni}/\text{Ca} \approx 2,5$.

2) Las inclusiones se distribuyen paralelas a las bandas de crecimiento cristalino y en alineaciones, y contienen variables proporciones de fases vítreas y fluidas. Las inclusiones vítreas son muy escasas y presentan formas redondeadas, alargadas o irregulares, su tamaño varía entre 5 μm . y 50 μm ., y en la burbuja albergan CO_2 . Las inclusiones fluidas son más abundantes, tienen formas redondeadas o alargadas y tamaños comprendidos entre 5 μm . y 250 μm .. Los análisis microtermométricos de las inclusiones confirman que el fluido atrapado en las burbujas es CO_2 casi puro, porque las temperaturas de fusión del CO_2 sólido oscilan entre $-59,9$ y $57,1^\circ\text{C}$.. Dos fases carbónicas (CO_2 L + CO_2 G) se forman en los procesos de enfriamiento y homogenizan a temperaturas entre -19 y $-34,8^\circ\text{C}$., siempre en fase líquida. Estos últimos datos muestran que la densidad máxima del CO_2 atrapado es superior a 1,1 g./cc., y su presión es próxima a 10 Kb. (≈ 30 Km. de profundidad) a 1200°C ..

3) Los minerales atrapados en esta zona son espinelas (cromita con $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 34\%$). La zona A representa entre el 80 y el 90% del volumen de los fenocristales.

II) Cristales B o borde de los fenocristales presentan las siguientes características:

1) Una composición con bajos contenidos en Mg (Fo_{36-77}) y Ni ($\approx 0,15\%$), y altos en Ca, y las relaciones Ni/Ca varían entre 0,3 y 1.

2) No aparecen inclusiones fluidas en esta zona. Las inclusiones vítreas están constituidas generalmente por vidrio y burbuja de contracción, teniendo una composición basanítica (SiO_2 entre 39,8 y 41,7 % y $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ entre 5,4 y 6,3%), similar a la de la roca total y mesostasis. Además, las inclusiones vítreas presentan altos valores de S y Cl (3000 p.p.m. y 800 p.p.m., respectivamente), siendo muy diferentes a los medidos en basaltos tipo M.O.R.B. (Mathez, 1976) y similares a los que aparecen en inclusiones vítreas de coladas del Etna (Metrich y Clocchiatti, 1989). Las inclusiones vítreas homogenizan a temperaturas que oscilan entre 1100 y $1180\pm 20^\circ\text{C}$..

3) Los minerales atrapados en esta zona son titanomagnetitas.

Por consiguiente, los cristales A o zonas centrales en fenocristales A+B son característicos de ambientes de alta presión (más de 10 Kb.) en condiciones mantélicas, y los microcristales B y zonas de borde en fenocristales A+B son representativos de medios menos profundos ($T_h=1100$ y $1180\pm 20^\circ\text{C}$, baja presión y una composición cercana a la de la roca total y mesostasis).

Referencias

- ARAÑA, V.; HANSEN, A. y MARTI, J. (1988): Bol. Geol. Min. España, XCIX-1, 47-48.
MATHEZ, E.A. (1976): Jour. Geophys. Res., 81, 4269-4276.
METRICH, N. and CLOCCHIATTI, R. (1989): Bull. Volcanol., 51, 185-198.