

Evolución magmática de los últimos 3.6 Ma de actividad volcánica en Gran Canaria: Evidencias petrográficas y de química mineral

Magmatic evolution of the last 3.6 Ma of volcanic activity in Gran Canaria (Canary Islands, Spain): petrographic and mineral chemistry evidences

M. Aulinas y D. Gimeno

Departamento Petrología, Geoquímica y Prospección Geológica. Facultad de Geología. Universidad de Barcelona. Martí i Franquès s/n 08028 Barcelona. meritxellaulinas@ub.edu, domingo.gimeno@ub.edu

ABSTRACT

New petrographic and mineral chemistry data obtained in 50 samples of the Post-Roque Nublo Group of Gran Canaria (Canary Islands, Spain) are presented. All the samples are well-known from a geochemical point of view and have been accurately studied (Gimeno et al., 2003; Guillou et al., 2004). The more noteworthy petrographic feature is the presence of zoned clinopyroxene with green core (salitic composition) and brownish rim (diopsidic-salitic composition) in most of the samples. To explain this compositional variation it is suggested that magma mixing played an important role during magmatic evolution. Furthermore fractional crystallisation of basic magmas is needed to obtain most evolved ones. We suggest that crystal fractionation and magma mixing took place in magma reservoirs located at depths of 20 to 27 km and at 10 to 14 km. The proposed magma evolution model also explains the compositional variations within the Post-Roque Nublo Group.

Key words: Gran Canaria, Post-Roque Nublo Group, petrography, mineral chemistry, magma evolution.

Geogaceta, 41 (2007), 7-10
ISSN: 0213683X

Introducción

Los dos principales estadios de evolución de la isla de Gran Canaria (Islas Canarias, España) son muy similares a los definidos en las islas oceánicas en general. Existe un estadio de volcán escudo (*shield stage*) entre 14,5 y 8,0 Ma. En este estadio se incluye el desarrollo del volcán escudo basáltico, el colapso caldérico vertical y el resurgimiento sálico post-caldera. Sigue un periodo de inactividad volcánica de aproximadamente 3,0 Ma y finalmente un estadio de rejuvenecimiento (últimos 5,0 Ma) que comprende el estratovolcán Roque Nublo y el volcanismo Post-Roque Nublo (Carracedo *et al.*, 2002; Guillou *et al.*, 2004). El Grupo Post-Roque Nublo representa la unidad de menor volumen emitido en la evolución del volcanismo subaéreo de Gran Canaria (Carracedo *et al.*, 2002; Guillou *et al.*, 2004). El inicio de actividad volcánica del Grupo Post-Roque Nublo está datado en 3,6 Ma, contemporáneo a los estadios finales de actividad del estratovolcán Roque Nublo. Evidencias magnetoestratigráficas,

radiométricas y geomorfológicas permiten dividir este grupo en tres unidades: Depósitos Volcánicos de Rift (DVRi), Depósitos Volcánicos de Plataforma (DVP) y Depósitos Volcánicos Recientes (DVR). Dentro de los DVR se han distinguido las lavas Holocenas que en el presente trabajo son tratadas como una unidad independiente (DVH).

El presente trabajo continua la investigación recogida en Gimeno *et al.* (2003) sobre la geoquímica de las lavas de las diferentes unidades del Grupo Post-Roque Nublo. Este estudio se centra en la petrografía y química mineral de las lavas que forman las diferentes unidades cronoestratigráficas del volcanismo Post-Roque Nublo.

Petrografía

La caracterización petrográfica se ha realizado en un total de 50 láminas delgadas correspondientes al Grupo Post-Roque Nublo. Las muestras estudiadas son afáníticas, inequigranulares con matriz de microcristalina a hipohialina. La textura principal es la porfídica. Destaca

también la textura vesicular en gran parte de las muestras. Las fases minerales principales son olivino y piroxeno. El olivino se presenta siempre en forma de fenocristales hipidiomórficos en muchos casos fracturados (Fig. 1A). En algunas muestras los bordes están alterados a iddingsita. El olivino se encuentra en casi todas las láminas y reduce su presencia modal coherentemente con la disminución del contenido en MgO de las rocas. El piroxeno se da tanto en forma de fenocristales como de microcristales y microlitos en la matriz. Los fenocristales son idiomórficos a hipidiomórficos, mientras que los microcristales son en su mayoría idiomórficos. Se distinguen tres tipos de clinopiroxenos (CPX): los CPX de color marrón claro se dan como fenocristales en las muestras más básicas (MgO > 12,0 wt%). Éstos destacan en las lavas más modernas de la unidad DVRi y en la DVH. Estos CPX marrones se observan en forma de microcristales y microlitos en el resto de muestras. Los CPX verdes se presentan en general como fenocristales hipidiomórficos. Se en-

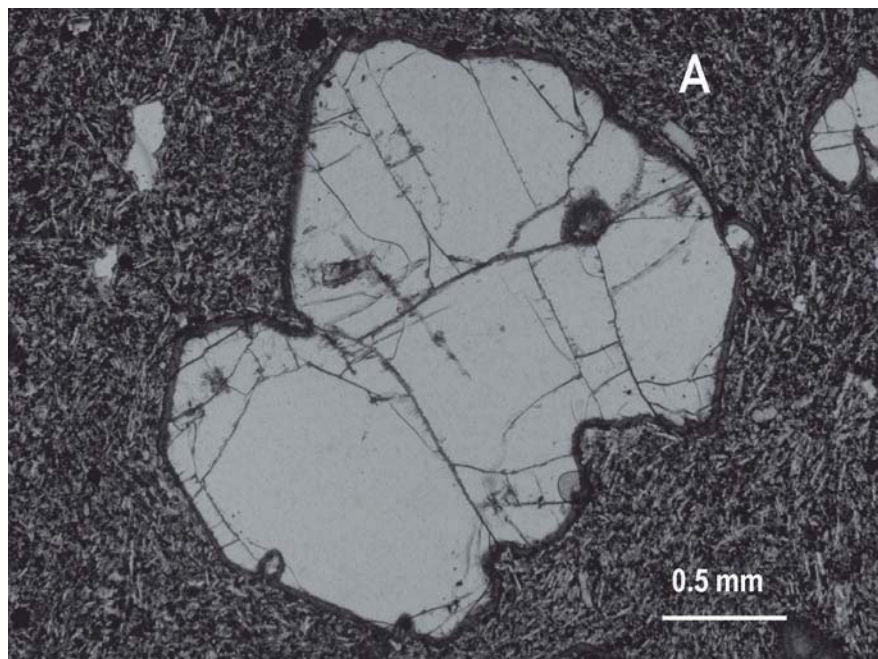
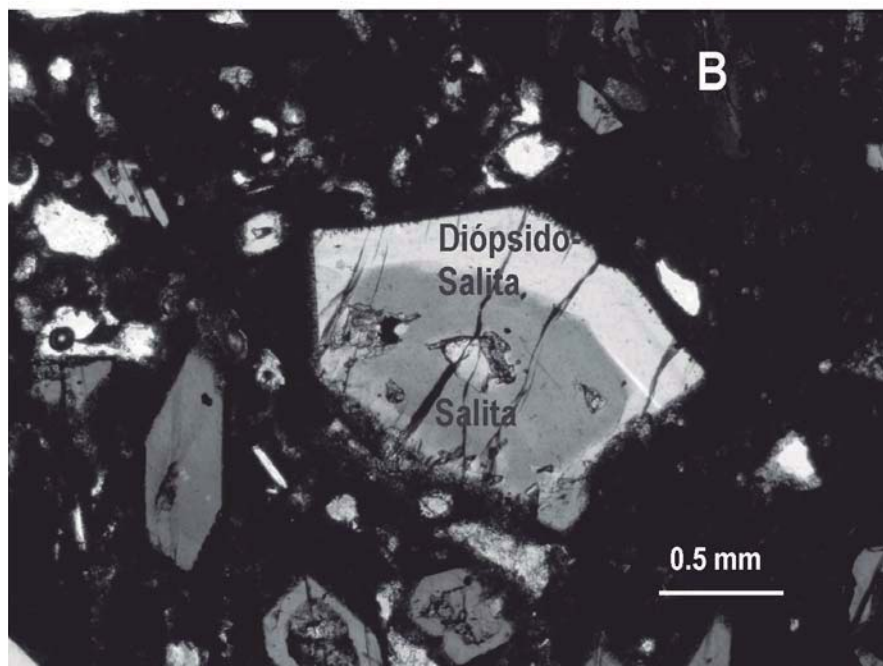


Fig. 1.- A) fenocristales de olivino con inicio de alteración iddingsítica en lo bordes, en una matriz formada por clinopiroxenos marrones. B) fenocristal zonado de clinopiroxeno con núcleo verdoso y bordes marrinosos.

Fig. 1.- A) olivine phenocrysts with partially iddingsite alteration in a groundmass formed by brown clinopyroxenes. B) zoned clinopyroxene phenocryst with green core and brown rim.



cuentran principalmente en las muestras más evolucionadas aunque también comienzan a apreciarse pequeñas cantidades en las muestras con MgO < 9,0 wt%. En general los encontramos en las unidades del DVRi (en particular en las muestras más antiguas y contemporáneas a la etapa final del volcanismo del Grupo Roque Nublo) y en la DVR. Finalmente, los CPX zonados son los fenocristales más abundantes en la mayoría de muestras con MgO < 12,0 wt%.

Estos clinopiroxenos se caracterizan por presentar un núcleo verde oscuro y un margen marrón, en general, de considerable espesor (Fig. 1B). A parte del olivino y clinopiroxeno, otros minerales presentes son la nefelina, plagioclasa, anfíbol y los minerales accesorios. La nefelina aparece en forma de parches anhedrales en la matriz de la mayoría de muestras clasificadas como nefelinitas. También se da en algunas basanitas y tefritas. Estos parches de nefelina fre-

cuentemente son micropoiquilíticos respecto a acículas de apatito. La plagioclasa se encuentra en forma de microlitos idiomórficos en la matriz. Este mineral empieza a observarse en las muestras con MgO < 11,5%, y siempre que no haya nefelina. El anfíbol es raro en la mayoría de muestras, observándose solamente en las más evolucionadas pertenecientes a las unidades DVRi (las más antiguas) y DVR. Finalmente cabe citar los microfenocristales de minerales opacos en la matriz de la mayoría de muestras. Su presencia tiende a disminuir en muestras con un alto contenido en álcalis, de modo igualmente coherente con la disminución del Fe y del Ti. En la figura 2 se presenta un diagrama de persistencia mineral en función de las unidades cronoestratigráficas y del contenido en MgO.

Las texturas observadas sugieren una cristalización bajo condiciones aceleradas de enfriamiento de algunas fases en la superficie terrestre (p. ej., microlitos alargados de cpx), del mismo modo que las fracturas curvas frecuentes en fenocristales ya formados (olivino); sin que sin embargo existan evidencias macroscópicas generalizadas de contacto con agua durante la erupción de estas lavas. La asociación de fenocristales de clinopiroxenos verdes (salíticos) idio- hipidiomórficos y cpx zonados (núcleo no idiomórfico, verde, salítico y borde idiomórfico, marrón, diópsídico) pueden interpretarse como el producto de reacción en una cámara magmática de algunos fenocristales salíticos con un líquido marcadamente diferente al de procedencia, aunque obviamente también indican, en los cristales zonados, cristalización bajo condiciones polibáricas.

Muestra GCR-13	núcleo	borde
SiO ₂	47,45	47,03
TiO ₂	1,66	2,87
Al ₂ O ₃	5,11	6,26
Cr ₂ O ₃	<0,01	0,15
FeOtot	11,62	6,24
MgO	9,79	13,23
CaO	22,33	23,17
MnO	0,47	0,05
NiO	0,02	0,06
Na ₂ O	1,02	0,56
K ₂ O	<0,01	<0,01

Tabla I.- Química mineral (wt%) de clinopiroxeno zonado

Table I.- Mineral chemistry of zoned pyroxene

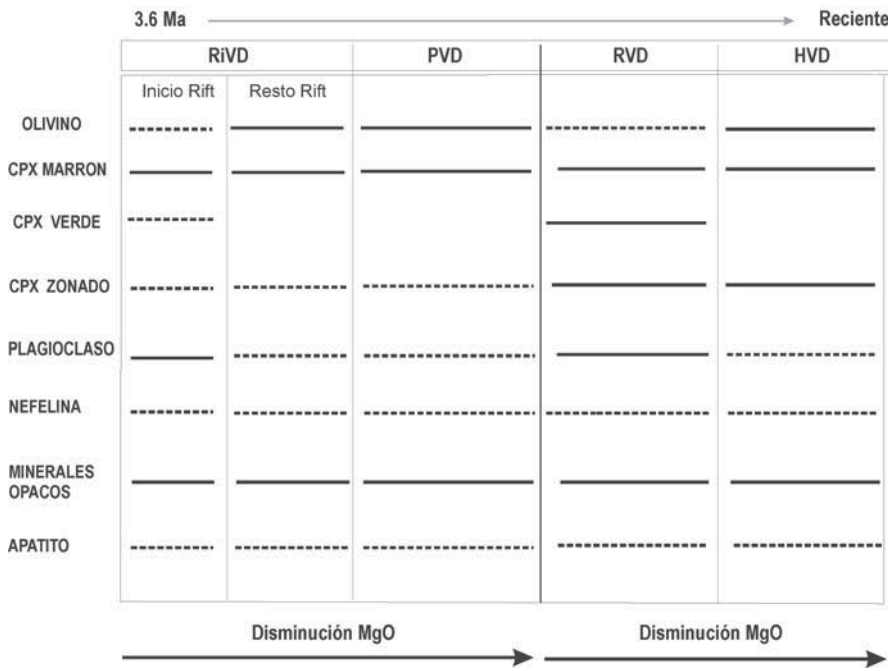


Fig. 2.- Diagrama de persistencia mineral en función de las unidades cronoestratigráficas así como del contenido en MgO.

Fig. 2.- Distribution of minerals according to the cronostratigraphic units and MgO contents.

Química Mineral

Los estudios de química mineral se han realizado con una microsonda Cameca SX-50 en los Serveis CientíficTecnics (SCT) de la Universidad de Barcelona. Los resultados indican que los olivinos son muy homogéneos con Fo_{81-86} (crisolita) pudiéndose considerar bastante primitivos. Los piroxenos marrones se han clasificado como diópsidos en el límite con las salitas (Fig. 3). Los clinopiroxenos verdes se clasifican como salitas. Finalmente, los clinopiroxenos zonados, independientemente de la unidad cronoestratigráfica donde se encuentren, se caracterizan por presentar un núcleo más evolucionado (de composición salítica) y bordes marrónceos de composición diópsido-salítica (más básica) (Tabla I). Las nefelinas también se han analizado, obteniendo resultados muy homogéneos con valores de Na_2O que varían entre 14.95 a 15.83%. Los microcristales de minerales opacos se han clasificado como ulvoespinelas.

Balance de masas

El balance de masas se ha modelado para las muestras del Post-Roque Nublo basándose en Stormer y Nicholls (1978). Los resultados sugieren que los magmas evolucionados (tefrifonolitas) pueden haberse formado por cristalización fraccionada a partir de los magmas más básicos

(basanitas) con una extracción del orden del 30-40 % en cristales respecto al magma inicial.

Presión de cristalización de los piroxenos

La composición química de los cristales de piroxenos se usa comúnmente para estimar las condiciones P-T de evolución de los magmas. Obteniendo una estimación de la presión de cristalización de estos minerales se puede calcular aproximadamente la profundidad de los reservorios magmáticos. En este trabajo se han usado varios modelos estimativos para las muestras del Grupo Post-Roque Nublo; un inconveniente que presentan la mayoría de estos modelos es que están calibrados para presiones superiores a las de formación de nuestros CPX, de modo que aportan solamente estimaciones cualitativas. Los modelos de Aoki and Kushiro (1968) y Aoki and Shiba (1973) proponen una estimación relativa de la presión de cristalización de los piroxenos usando el diagrama Al^{IV}/Al^{VI} (Fig. 4). Las muestras analizadas aparecen en el campo de las rocas ígneas, indicando una baja presión de cristalización. Holland (1983) presenta un modelo experimental basado en el contenido en jadeita ($NaAlSi_2O_6$) en piroxenos asociados a albita y cuarzo. Aún así resulta de interés para tener una aproximación de la presión de cristalización de los clinopiroxenos. En

Clinopiroxenos no zonados

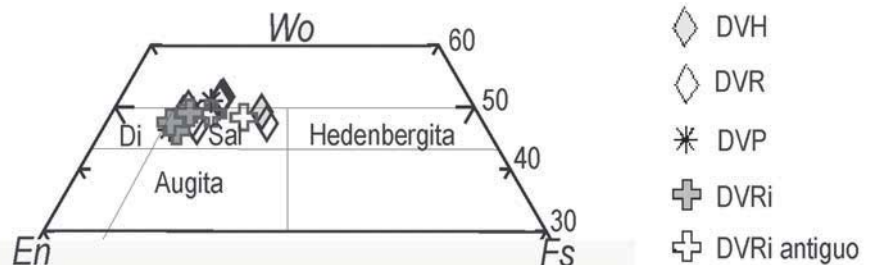
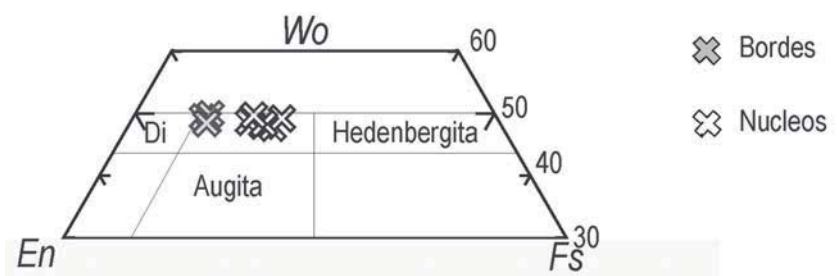


Fig. 3.- Diagrama de clasificación de los piroxenos en función de su composición química

Fig. 3.- Classification of pyroxenes according their chemical composition.

Clinopiroxenos zonados



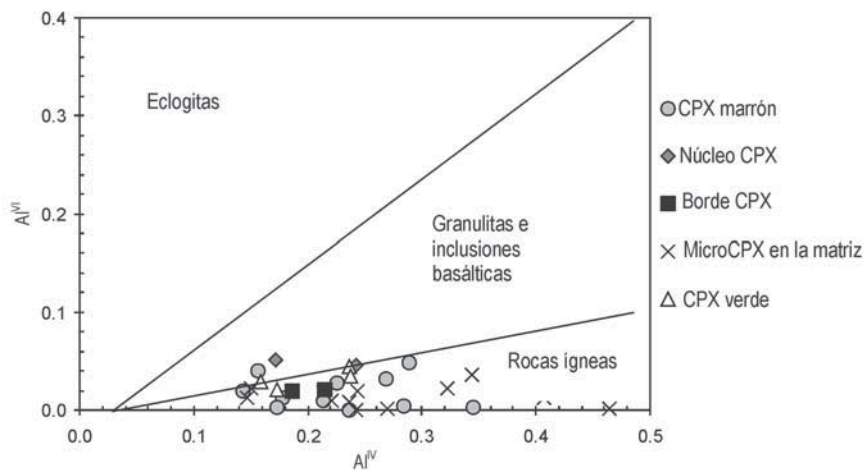


Fig.- 4. Proporciones relativas de Al^{VI} von Al^{IV} de los piroxenos (Aoki and Kushiro, 1968; Aoki and Shiba, 1973).

Fig- 4. Relative proportions of Al^{VI} with Al^{IV} of the pyroxenes (Aoki and Kushiro, 1968; Aoki and Shiba, 1973).

nuestro caso, los contenidos en jadeita calculados siguiendo las indicaciones de Collerson (1984) son bajos con número de cationes entre 0,030 y 0,110 sugiriendo bajas presiones de cristalización. Es interesante resaltar que los clinopiroxenos verdes, así como los núcleos de los clinopiroxenos zonados presentan valores entre 0,070 y 0,110 representando presiones de 6,5 a 8,0 kbar. En cambio, los clinopiroxenos marrones (fenocristales, bordes de los piroxenos zonados y microfenocristales de la matriz) varían entre 0,030 y 0,045 indicando presiones de 3,0 a 4,0 kbar. Finalmente, Dobosi *et al.* (1991) sugiere otro indicador cualitativo basado en el ratio Ti/Al^{IV} . En las muestras analizadas se observa como los clinopiroxenos verdes y los núcleos de los clinopiroxenos zonados presentan ratios de 0,10-0,23 mientras que los clinopiroxenos marrones presentan ratios de 0,26 a 0,40. Siguiendo las indicaciones de Dobosi *et al.* (1991) y Wass (1979) respecto a los ratios Ti/Al^{IV} y la P de cristalización de los piroxenos, se sugiere que los clinopiroxenos verdes cristalizan a mayor presión que los piroxenos marrones.

Discusión y conclusiones

El estudio petrográfico de las lavas del Grupo Post-Roque Nublo muestra como la mayoría de piroxenos están zonados, con núcleos salíticos (más evolucionados) y bordes diopsídico-salíticos (más básicos). Esta zonación no se puede explicar por cristalización fraccionada de un magma básico, sino que requiere de otros procesos magmáticos. Los resultados obtenidos sugieren la mezcla de magmas evolucionados y básicos de forma continuada en los reservorios

magmáticos en los últimos 3.6 Ma de actividad volcánica en Gran Canaria.

El modelo de balance de masas para las muestras del Post-Roque Nublo indica que conjuntamente a la mezcla de magmas, la evolución magmática se ha producido por cristalización fraccionada como ya se sugería en Gimeno *et al.* (2003) a partir de la paragénesis mineral.

La estimación de la presión de cristalización de los clinopiroxenos sugiere que los piroxenos verdes (salíticos) cristalizaron a presiones aproximadas de 6 a 8 kbar indicando profundidades de 20-27 km (litosfera). En cambio, los clinopiroxenos marrones (diopsídico-salíticos) cristalizaron a presiones de 3 a 4 kbar sugiriendo profundidades de 10-14 km (corteza y límite corteza-litosfera).

La información actualmente disponible ha permitido esbozar el modelo de evolución magmática de los últimos 3.6 Ma de actividad en Gran Canaria. La profundidad de fusión se localiza aproximadamente a unos 100 km de acuerdo con Hoernle *et al.* (1993). El magma formado se almacenó en reservorios en la litosfera (20-27 km). Estos magmas evolucionaron a composiciones intermedias (tefritas, traquibasaltos) caracterizadas por la presencia de olivino \pm clinopiroxeno verde \pm plagioclasa \pm nefelina. Cuando estos magmas ascendieron a reservorios más someros (a profundidades entre 10 y 14 km) localizados ya en la corteza o límite corteza-litosfera, se mezclaron con otros magmas menos evolucionados y caracterizados por la presencia de olivino \pm clinopiroxeno marrón \pm nefelina. La mezcla de estos magmas dio lugar a la formación de los clinopiroxenos zonados. Una gran parte de los productos volcánicos del

post-Roque Nublo que encontramos en superficie se interpretan como el resultado de esta mezcla de magmas y se caracterizan por la presencia de clinopiroxenos zonados. El origen de los magmas menos evolucionados implicados en la mezcla de magmas es aún controvertido. Pueden ser magmas residuales de procesos magmáticos más antiguos y/o nuevas pulsaciones de magmas procedentes de reservorios profundos o directamente de una fuente mantélica.

Agradecimientos

Este trabajo se ha financiado en el marco del proyecto CGL2004-04039/BTE (Ministerio de Educación y Cultura). Gran parte del muestreo y la reconstrucción volcanoestratigráfica se realizaron durante el disfrute de los proyectos PB96-0243 (CICYT) y PI2002/148 (Gobierno de Canarias) Las láminas petrográficas han sido preparadas en el Servei de Làmina Prima de la Facultat de Geologia (Universitat de Barcelona). Los análisis de la química mineral se han realizado en los Serveis Científic-Tècnics de la Universitat de Barcelona (SCT-UB).

Referencias

- Aoki, K., Kushiro, I. (1968). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 18, 326-337.
- Aoki, K., Shiba, I. (1973). *Lithos* 6: 41-51
- Cawthorn, R.G Collerson, K.D (1974). *American Mineralogy* 59: 1203-1208.
- Carracedo, J.C., Pérez-Torrado, F.J., Ancochea, E., Meco, J., Hernán, F., Cubas, C.R., Casillas, R., Rodríguez Badiola, E. and Ahijado, A. (2002). *The geology of Spain* (W. Gibbons, T. Moreno, Eds.). Geological Society of London, pp. 438-472.
- Dobosi, G, Schultz, G., Kurat, G y Kracher, A. (1991). *Mineralogy and Petrology*, 43, 275-292.
- Gimeno, D., Pérez-Torrado, F.J., Aulinas, M., Hansen, A., Carracedo, J.C., Guillou, H. (2003). *Geogaceta*, 33, 119-122.
- Guillou, H., Pérez-Torrado, F.J., Hansen-Machin, A.R., Carracedo, J.C., Gimeno, D. (2004). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 135, 221-246.
- Hoernle, K.A., Schmincke, H.U. (1993). *Journal of Petrology*, vol. 34, 573-597
- Holland, T.J.B. (1983). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 82, 214-220.
- Stormer, J.C. y Nicholls, J. (1978). *Computers and Geosciences* 4, 143-149
- Wass, S. (1979). *Lithos*, 12, 115-132