

Caracterización de los materiales volcánicos asociados a las erupciones holocenas de La Caldera de Pinos de Gáldar y edificios volcánicos adyacentes (Gran Canaria)

Characterization of the volcanic materials associated to the holocene eruptions of La Caldera de Pinos de Gáldar and neighbouring volcanic cones (Gran Canaria)

J. Mangas ⁽¹⁾, F. J. Pérez Torrado ⁽¹⁾, D. Gimeno ⁽²⁾, A. Hansen ⁽³⁾, M. Paterne ⁽⁴⁾ y H. Guillou ⁽⁴⁾

⁽¹⁾Departamento de Física-Geología. Edificio de Ciencias Básicas. Campus de Tafira. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. 35.017 Las Palmas de Gran Canaria

⁽²⁾ Departamento de Petrología, Geoquímica y Prospección Geológica. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad de Barcelona. Zona Universitaria de Pedralbes. 08071 Barcelona

⁽³⁾ Departamento de Geografía. Edificio de Humanidades. Campus del Obelisco. Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. C/ Pérez del Toro nº 1. 35017 Las Palmas de Gran Canaria

⁽⁴⁾ Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement - CNRS. 91.198 - Gif sur Yvette. Francia

ABSTRACT

The holocene eruption of La Caldera de Pinos de Gáldar (2,830 years b.p.) is characterized by an strombolian cone, several lava flows of basanite composition and fall pyroclastic deposits. This volcano and other neighbour volcanic cones (Valleseco, Montañón Negro —2.970 years b.p.—, Hondo de Fagagesto —2.210 years b.p.—, Sao and Los Berrazales) are almost contemporaneous and they form a NW-SE structural lineation of 9 km. In addition, the lava flows of these volcanic centres show similar petrographic and chemical data, suggesting the same magmatic reservoir. However, the studied ultrabasic xenoliths, clinopyroxenite cumulates and clinopyroxene megacrysts, associated to the pyroclastic deposits from Caldera de Pinos de Gáldar, display different textural, mineralogical and chemical characteristics as compared to their host basanitic lava flows, therefore these materials were originated under different upper mantle or conditions different parental magmas.

Key words: Holocene eruptions, basanitic rocks, xenoliths, cumulates, clinopyroxene megacrysts, La Caldera de Pinos de Gáldar, Gran Canaria

Geogaceta, 32 (2002), 47-50
ISSN:0213683X

Introducción

Este trabajo se centra en el estudio de los materiales volcánicos asociados a La Caldera de Pinos de Gáldar (CPG) y, en menor medida, a otros edificios volcánicos próximos (Valleseco, Montañón Negro, Hondo de Fagagesto y Los Berrazales (Fig. 1)). Así pues, se ha llevado a cabo el análisis petrográfico y geoquímico de 6 lavas representativas de estos volcanes, la datación por C^{14} de restos de carbón aparecidos en el Montañón Negro, CPG y Hondo de Fagagesto, y el estudio petrográfico y de química mineral de 17 muestras de la CPG (lavas, xenolitos, cumulosos y megacrístales). El conjunto de volcanes estudiados se encuadra en "la etapa de rejuvenecimiento magmático o post-erosiva" de la isla de Gran Canaria o en el denominado ciclo

magmático Reciente (de 2.9 m.a. hasta la actualidad).

Características volcanológicas

La erupción de la CPG fue esencialmente estromboliana, generando flujos de lava que circularon unos 6 Kms por el Barranco de Los Tilos y piroclastos de caída que dieron lugar a un edificio de morfología cónica y a depósitos piroclásticos de dispersión (Fig. 1). No obstante, algunos episodios eruptivos tardíos fueron freatomagmáticos originando depósitos de "base surge". Los otros conos adyacentes a la CPG presentan similar actividad efusiva y forman una alineación estructural NW-SE de 9 Km de largo (Fig. 1).

La datación de restos de carbón encontrados en suelos cubiertos por los

materiales volcánicos de las erupciones de Montañón Negro, CPG y Hondo de Fagagesto se llevó a cabo en el "Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement" del CNRS (Francia), y estos análisis geocronológicos han dado unas edades de 2.970, 2.830 y 2.210 años antes del presente, respectivamente. Por lo tanto, estas manifestaciones volcánicas son las más recientes datadas en la isla de Gran Canaria.

Las coladas emitidas por este conjunto de volcanes son de tipo "aa", con zonas escoriáceas a techo y muro, y con carácter masivo o ligeramente vesicular en las partes centrales donde se suelen distinguir fenocristales de olivino y piroxeno sobre una matriz afanítica negruzca. Los análisis geoquímicos de lavas representativas se han realizado en la Universidad de Barcelona (Tabla

1) y caen en el campo de basanitas/tefritas en el diagrama TAS de Le Maître (1989) y, calculando la norma CIPW, son basanitas con >10 % de olivino normativo. La geoquímica de las muestras estudiadas es homogénea e indican una génesis a partir de un magma con carácter ultrabásico y alcalino.

Al microscopio, las lavas son porfídicas con fenocristales <5 mm y la matriz varía de hipoalinalina, holocristalina microcristalina o intergranular. Los minerales más frecuentes son olivino y clinopiroxeno y, en menor proporción, aparecen espinela, titanomagnetita y, xenolitos ultrabásicos y sílicos. Feldespatos y feldespatoides se han encontrado ocasionalmente como microlitos o tabletas en la matriz.

Los estudios de química mineral se han realizado con una microsonda Cameca SX50 de la Universidad de Hawaii en Manoa, y los resultados extremos están resumidos en la Tabla 2. Los olivinos más fosterfíticos (Fo₈₈₋₉₀) tienen relaciones NiO/CaO más altas (1,5-2,5) que los menos magnésicos (Fo₈₁₋₈₇) (0,5 y 1,5), y se han estudiado olivinos con zonación normal e inversa. Los clinopiroxenos son de color verdoso y beige, y algunos son zonados con centro verde y borde beige. Estos se han clasificado como augitas y diópsidos (Morimoto et al., 1988), y presentan valores #Mg entre 0.58 y 0.93 con modas entre 0,82 y 0,90 y, concentraciones de TiO₂ entre 0.6 y 5.4%. Los clinopi-

roxenos zonados verde-beige presentan un enriquecimiento de MgO y un empobrecimiento de FeO y CaO de centro a borde de los cristales, mientras que los beige tienen un comportamiento contrario. Por lo que se refiere a las cromo-espinelas, estas son moderadamente ricas en Cr y se ha comprobado, de centro a borde de los cristales, un aumento de las concentraciones de Fe₂O₃, MnO y TiO₂, y un descenso del Cr₂O₃, Al₂O₃ y MgO.

Caracterización de xenolitos, cumulos y megacristales de la EPG

En el edificio de la CPG se observan materiales piroclásticos estratificados en capas con distinto grado de soldadura y con tonalidades negras y rojizas. La fracción lapilli, comprendida entre 1 y 2 cms, es la más importante pero es en los niveles escoriáceos del cono en donde aparecen los xenolitos, cumulos y megacristales estudiados, los cuales pre-

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	43.20	43.28	42.14	42.76	41.08	41.39
Al ₂ O ₃	11.72	12.06	11.27	13.09	11.08	11.27
Fe ₂ O ₃	11.49	11.3	12.43	11.3	12.22	12.22
MgO	12.25	11.46	12.61	9.43	12.75	11.99
CaO	11.27	10.92	10.75	10.81	11.77	12.07
Na ₂ O	4.21	3.25	3.21	4	2.79	3.16
K ₂ O	1.87	2.03	1.42	2.23	1.36	1.38
MnO	0.17	0.17	0.18	0.18	0.16	0.17
TiO ₂	3.22	3.23	3.29	3.56	3.49	3.70
P ₂ O ₅	0.75	0.69	0.92	0.81	0.74	0.85
SUMA%	100.12	98.36	98.22	98.16	97.43	98.18
LOI	2.16	GOI	GOI	GOI	GOI	0.48

Tabla I.- Análisis geoquímico de elementos mayoritarios de lavas procedentes de La Caldera de Pinos de Gáldar (1 y 2), Valleseco (3), Montañón Negro (4), Hondo de Fagagesto (5) y Los Berrazales (6). Datos en % en peso. LOI: pérdida por ignición, GOI: ganancias de peso

Table I.- Major elements geochemical analysis of lavas flows from La Caldera de Pinos de Gáldar (1 y 2), Valleseco (3), Montañón Negro (4), Hondo de Fagagesto (5) y Los Berrazales (6). Data in weight %. LOI: loss on ignition, GOI: increase of weight.

ROCAS/MINERALES	Muestras	Tipologías	OL	OPX	CPX	CR-ESP	CR-Ti-MT	ILM	HEM
LAVAS	PG 25 PG 26	Basanita	Fo ₈₁₋₉₀		Wo ₄₄₋₅₅ En ₂₈₋₅₀	#Cr ₃₅₋₆₅	#Cr ₃₋₃₃		
XENOLITOS	PG 5	Dunita	I: Fo ₈₇₋₉₁ II: Fo ₈₉₋₉₃			I: #Cr ₉₅ II: #Cr ₅₀₋₉₆			
	PG 3	Lherzolita	I: Fo ₉₁ II: Fo ₉₁₋₉₄	Fo ₈₁₋₉₆	Wo ₄₁₋₄₇ En ₅₀₋₅₇	I: #Cr ₉₀₋₉₁ II: #Cr ₉₉₋₉₆			
	PG 9	Harzburgita	I: Fo ₈₈₋₉₃ II: Fo ₈₂₋₉₇	Fo ₉₁₋₉₆	Wo ₄₀₋₄₇ En ₄₈₋₅₈	I: #Cr ₈₆₋₈₇ II: #Cr ₆₇₋₈₈			
CUMULADOS	PG 14	Clinopiroxenita con olivino	Fo ₈₁₋₈₃		Wo ₄₇₋₅₆ En ₃₈₋₄₅		#Cr ₄₀₋₅₂		
	PG 15	Clinopiroxenita con hornblenda y olivino	Fo ₇₇₋₉₁		Wo ₄₂₋₅₅ En ₃₈₋₅₆		#Cr ₁₅₋₄₃		
	PG 13	Clinopiroxenita	Fo ₈₁₋₈₂		Wo ₄₆₋₅₅ En ₃₉₋₅₁		#Cr ₁₃₋₃₀		
	PG 16 PG 23	Clinopiroxenita con apatito y óxidos Fe-Ti			Wo ₅₀₋₅₃ En ₃₉₋₄₄		#Cr ₂₋₂₁	Ilm ₅₅₋₆₆ Hem ₁₆₋₃₄	Geik ₁₀₋₁₇
	PG 1 PG 2 PG 7 PG 18 PG 20	Clinopiroxenita con apatito, titanita y óxidos Fe-Ti			Wo ₅₀₋₅₆ En ₂₅₋₄₄		#Cr ₁₋₈	Ilm ₅₂₋₈₆ Geik ₆₋₃₄ Hem _{<19}	Hem Geik Pyroph
MEGACRISTALES	PG 10 PG 22	Clinopiroxeno			Wo ₅₀₋₅₄ En ₃₅₋₄₂			Hem Geik Pyroph	

Tabla II.- Resultados extremos obtenidos en los análisis de química mineral de las muestras estudiadas de La Caldera de Pinos de Gáldar (OL: olivino, OPX: ortopiroxeno, CPX: clinopiroxeno, CR-ESP: cromo espinela; CR-Ti-MT: cromo-titanomagnetita, ILM: ilmenita, HEM: hematites)

Table II.- Extreme results obtained by the mineral chemical analysis of the studied samples from La Caldera de Pinos de Gáldar (OL: olivine, OPX: orthopyroxene, CPX: clinopyroxene, CR-ESP: chromium spinel; CR-Ti-MT: chromium-Ti-magnetite, ILM: ilmenite, HEM: haematite)

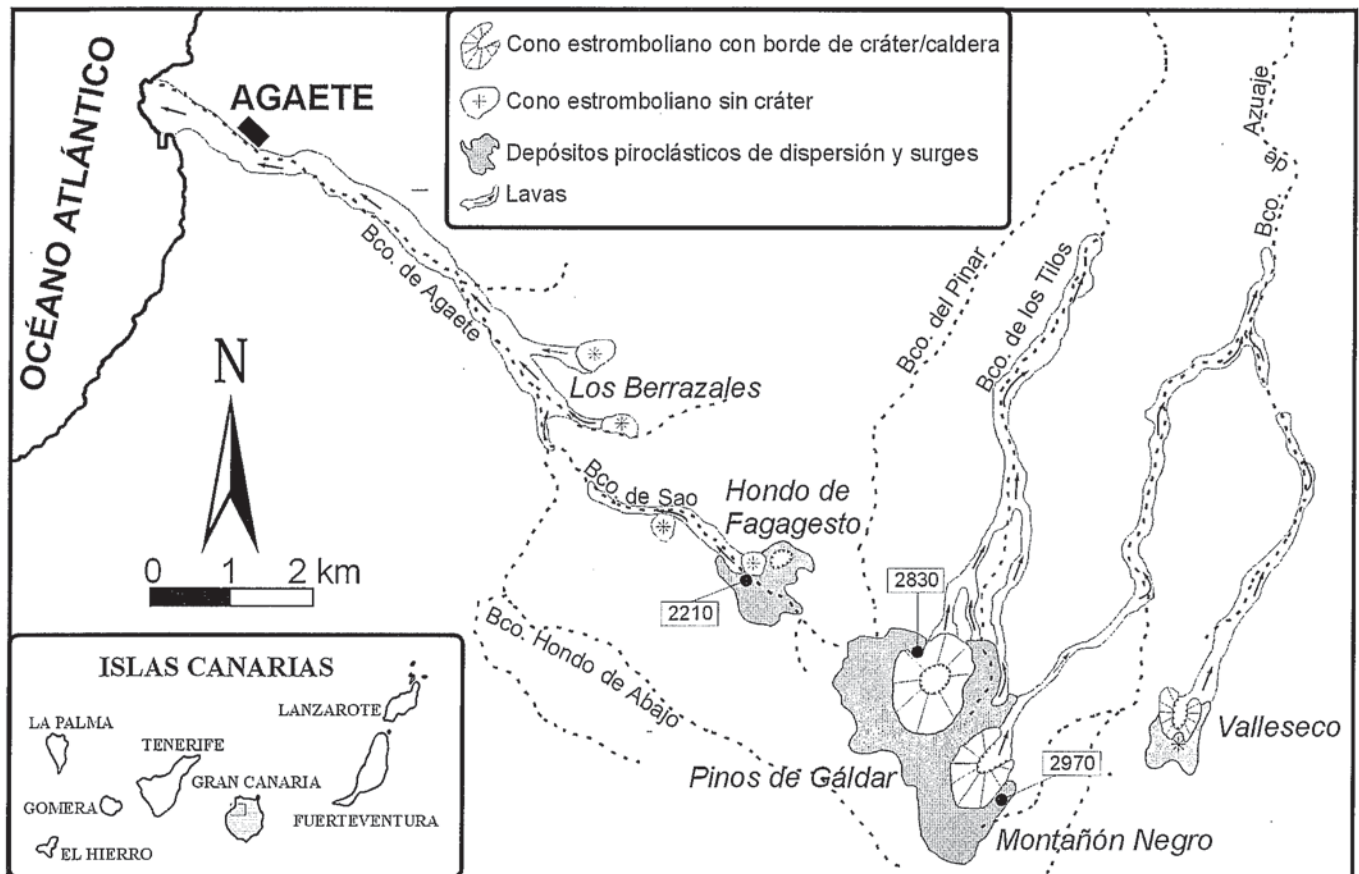


Fig. 1.- Situación geográfica y características vulcanológicas de las erupciones holocenas de La Caldera de Pinos de Gáldar y conos volcánicos adyacentes (noroeste de Gran Canaria).

Fig. 1.- Geographical situation and volcanological characteristics of the holocen eruptions of La Caldera de Pinos de Gáldar and neighbouring volcanic cones (northwest of Gran Canaria Island).

sentan formas redondeadas y angulosas, y tamaños < 15 cms. A continuación se describe la petrografía y la química mineral de estos materiales.

Xenolitos ultrabásicos

Los xenolitos ultrabásicos analizados contienen fenocristales primarios de olivino, piroxenos y espinela (denominados "I") de grano fino a medio (<5 mm) y han sido clasificados modalmente como dunita, lherzolita y harzburgita. Microfenocristales y microlitos (denominados "IP") con tamaños entre 0.01 y 0.5 mm, junto con un vidrio intersticial, aparecen en bordes y en el interior de los fenocristales como parches de fusión parcial. Las texturas son generalmente equigranulares, heterogranulares, protogranulares y piro-metamórficas. La composición química obtenida en los minerales (Tabla 2) indica que los xenolitos estudiados son peridotitas del manto superior pues: los fenocristales de olivino son ricos en magnesio (FO_{87-93}) y los ortopiroxenos son enstatita, los fenocristales de cromo-espinela presentan valores elevados en #Cr (86-95), y

bajos en TiO_2 (<0,5%), y los fenocristales de clinopiroxenos (augita-diópsido) muestran altos valores de #Mg (0.93-0.96) y bajos en TiO_2 (<0,1%). Amundsen (1987) estudio xenolitos peridotíticos de la CPG y los interpretó como cumulos que habían sufrido procesos de metasomatismo y fusión parcial en la corteza oceánica inferior.

Cumulados de clinopiroxenita

Los cumulos magmáticos analizados son esencialmente de clinopiroxenitas y contienen fenocristales de clinopiroxeno junto con olivino, horblenda, apatito, titanita y cromo-titanomagnetita y, en menor proporción, aparecen hematites e ilmenita. Estos cristales tienen tamaños de grano de fino a medio (<5 mm), aparecen también microcristales inferiores a 0,1 mm, y las texturas son heterogranulares y equigranulares. Los cumulos han sido clasificados modalmente como clinopiroxenita con olivino, clinopiroxenita con horblenda y olivino, clinopiroxenita con apatito y óxidos de Fe-Ti, y clinopiroxenitas con apatito, titanita y óxidos de

Fe y Ti, siendo estos últimos los más abundantes. Los clinopiroxenos son de color verde a pardo amarillento y adquieren una tonalidad más clara en los bordes de reacción con la lava. Desde el punto de vista químico los clinopiroxenos son diópsidos y/o augitas (Tabla 2), y tienen valores de #Mg y TiO_2 más bajos que los estudiados en xenolitos y lavas. Así, las clinopiroxenitas más primitivas (con olivino y, con olivino y horblenda) tienen modas de #Mg entre 0,87-0,90 y los más diferenciados (con apatito y óxidos de Fe-Ti, y con apatito, titanita y óxidos de Fe-Ti) entre 0.76-0.83. Los contenidos en TiO_2 de los clinopiroxenos oscilan entre 1 y 6%. Los olivinos son menos magnesianos que los estudiados en los xenolitos y lavas, y nunca aparecen ortopiroxenos. Los fenocristales de cromo-titanomagnetita presentan valores #Cr intermedios y bajos (<52), y elevados contenidos en TiO_2 (3-22 %).

Megacristales de clinopiroxeno

Los megacristales de clinopiroxeno tienen tamaños centimétricos, de color

negruzco y formas angulosas, mostrando a veces caras cristalinas. Al microscopio son de color verde-marrón, presentado bordes de reacción con la lava mucho más claros. Estos clinopiroxenos son diópsidos (Tabla 2) y contienen cristales atrapados de apatito y hematites con tamaños <4 mm. Estos clinopiroxenos presentan valores de #Mg y TiO₂ parecidos a los acumulados y más bajos que los encontrados en xenolitos y lavas. Así, tienen valores de #Mg entre 0,75-0,88 (con modas de 0,77-0,83) y concentraciones de TiO₂ comprendidas entre 1,3 y 2,8 %.

Conclusiones

El edificio volcánico de la CPG y los conos adyacentes están relacionados en el tiempo, pues fueron activos entre 2.210 y 2.970 años antes del presente, y en el espacio, pues configuran una alineación estructural NO-SE de unos 9 km de largo. Teniendo en cuenta estas características, es de suponer que estas erupciones holocenas se generaron a partir de líquidos basaníticos procedentes del mismo reservorio magmático.

El cono de la CPG presenta xenolitos (dunita, lherzolita y harzburgita), acumulados (clinopiroxenitas con olivino, con horblenda y olivino, con apatito y óxidos de Fe-Ti, y con apatito, titanita y óxidos de Fe-Ti), y megacristales de clinopiroxeno en algunos de sus niveles piroclásticos. La petrografía y la química mineral de los xenolitos demuestran que son resititas peridotíticas del Manto Superior (Pike y Schwarzmans, 1977; Dick 1989; Dick y Bullen, 1984; Dick y Fisher, 1984) ya que los fenocristales de olivino, ortopiroxenos y clinopiroxeno son ricos en magnesio, los fenocristales de clinopiroxenos y cromo-espínela muestran concentraciones bajas en TiO₂ y, estos últimos minerales, elevados datos de #Cr.

Por su parte, los diferentes tipos de acumulados y los megacristales no pueden haberse formado a partir del magma basanítico de la CPG ya que estos muestran distintas paragénesis (presencia de

horblenda, apatito, hematites e ilmenita) y composición mineral (valores de Fo en los olivinos, de #Mg y TiO₂ en los clinopiroxenos, de #Cr y TiO₂ en las cromo-titanomagnetitas), además de presentar diferentes características texturales. Por lo tanto, estos acumulados y megacristales se habría formado en antiguas cámaras magmáticas litosféricas y, posteriormente, el magma ascendente basanítico los tomó y los transportó hasta la superficie. Esta evolución magmática se ha definido en otras erupciones recientes grancanarias (Mangas et al., 1997) y están de acuerdo con el modelo de Clague (1987) que relaciona los tipos de xenolitos y los reservorios magmáticos en las etapas de formación de islas oceánicas. Así, en las etapas alcalinas submarinas y de rejuvenecimiento, los xenolitos del manto superior son transportados por el magma ascendente ya que este magma no reside el tiempo suficiente en las cámaras magmáticas como para tomar enclaves tanto de la corteza oceánica como de los formados en el propio magma padre (Clague y Chen, 1986; Chen et al., 1992).

Agradecimientos

Esta comunicación es una contribución científica del proyecto de investigación DGES-PB96-0243 de las acciones integradas hispano-francesas HF1997-0013 (00720SB) y HF1999-019 (98068) y de la ayuda concedida a J. Mangas dentro del Subprograma de Estancias de Investigadores Españoles en Centros de Investigación Extranjeros del Ministerio de Ciencia y Cultura en 1998.

Referencias

- Amundsen, H.E.F. (1987): *Peridotite xenoliths from Gran Canaria, Canary Islands; evidence for metasomatic processes and partial melting in the lower oceanic crust. N. Jb. Miner. Abh.*, 156-2, 121-140
- Chen, C-H., Presnall, D.C. y Stern, R.J. (1992): *Petrogenesis of ultramafic xenoliths from the 1800 Kaupulehu Flow, Hualalai volcano, Hawaii. Jour. Petrol.*, 33, 163-202
- Clague, D.A. (1987): *Hawaiian xenolith populations, magma supply rates and development of magma chambers. Bull. Volcanol.*, 49, 577-587.
- Clague, D.A. y Chen, C-H. (1986): *Ocean crust xenoliths from Hualalai, Hawaii. Geol. Soc. Am. Abstr. with Progr.*, 18, 565.
- Dick, H.J.B. (1989): *Abysal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism. En: Saunders A.D. y Norry, M.J., Magmatism in the Ocean Basin. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 42, 71-105.
- Dick, H.J.B. y Bullen T. (1984): *Chromium spinel as a petrogenetic indicator in oceanic environment. Contr. Miner. Petrol.* 86, 54-76.
- Dick, H.J.B. (1984) y Fisher (1984): *Mineralogical studies of the residues of mantle melting: abyssal and alpine peridotites. En: Kornprobst, J. (ed), Kimberlites II: The mantle and crust-mantle relationships. Amsterdam, Elsevier: 295-380.*
- Le Maître (1989) *A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Scientific Publications, 193 pp.*
- Mangas, J., Clochiatti, R., Pérez-Torrado F.J. y Massare D. (1997): *Peridotite xenoliths, olivine-pyroxene megacrysts and cumulates of the Bandama volcanic complex (Gran Canaria, Spain): genesis in the oceanic lithosphere. En: International workshop on volcanism and volcanic hazards in immature intraplate oceanic islands. La Palma (Islas Canarias). Libro de resúmenes: 41-43.*
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Seifert, F.A. y Zussman, J. (1988): *Nomenclature de Pyroxenes. Miner. Magaz.*, 52, 535-550.
- Pike, J.E.N. y Schwarzmans, E.C. (1977): *Classification of textures in ultramafic xenoliths. J. Geol.*, 85, 49-61.