

Morfología, petrografía y geoquímica del *spatter* densamente soldado (*lava-like*) del volcán Cerro Gordo (Campo Volcánico de Calatrava, Ciudad Real)

Morphology, petrography and geochemistry of the densely welded spatter (*lava-like*) of the Cerro Gordo volcano (Calatrava Volcanic Field, Ciudad Real)

Fernando Sarrionandia¹, Manuel Carracedo-Sánchez², Jon Errandonea-Martin², Luis Eguiluz¹ y José Ignacio Gil Ibarguchi²

¹ Dpto. Geodinámica, Facultad de Farmacia, Universidad del País Vasco UPV/EHU, Paseo de las Universidades, 7, 01006 Vitoria-Gasteiz (Álava). fernando.sarrionandia@ehu.es; luis.eguiluz@ehu.es

² Dpto. Mineralogía y Petrología, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco UPV/EHU, Sarriena s/n, 48940 Leioa (Vizcaya). manuel.carracedo@ehu.es; jon.errandonea@ehu.es; josei.gil@ehu.es

ABSTRACT

A 9.4 m thick spatter deposit including decimetre-scale densely welded spatter layers crops out on the SE hillside of the Cerro Gordo scoria cone (Campo de Calatrava Volcanic Field). These layers exhibit an apparently coherent texture (i.e., not clastic) with lava flow appearance and are constituted by alkaline ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=3.63\text{--}5.97\%$), ultrabasic ($\text{SiO}_2=37.61\text{--}41.57\%$), and essentially vitreous rocks. Structural evidences of spatter flow over land are absent. The densely welded spatter layers are regarded as generated by the rapid accumulation and in situ coalescence of lava splashes emitted from a fire fountain.

Key-words: spatter, lava fountain, Cerro Gordo, Calatrava.

RESUMEN

En la ladera SE del cono de escorias Cerro Gordo (Región Volcánica de Campo de Calatrava) aflora un depósito de spatter de 9,4 m de potencia que incluye varios niveles decimétricos densamente soldados. Estos niveles presentan una textura coherente (i.e., no clástica), tienen aspecto de coladas de lava, y están formados por rocas ultrabásicas ($\text{SiO}_2=37,61\text{--}41,57\%$) y alcalinas ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=3,63\text{--}5,97\%$), esencialmente vítreas. No hay evidencias estructurales del flujo del spatter sobre el terreno. Los niveles densamente soldados se habrían formado por la rápida acumulación y coalescencia in situ de salpicaduras de lava emitidas desde una fuente de lava.

Palabras clave: spatter, fuente de lava, Cerro Gordo, Calatrava.

Geogaceta, 66 (2019), 83-86
ISSN (versión impresa): 0213683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Recepción: 1 de febrero de 2019
Revisión: 25 de abril de 2019
Aceptación: 24 de mayo de 2019

Introducción

El volcán del Cerro Gordo (38°49'55" N – 3°44'35" W) está construido sobre la cresta cuarcítica de la Sierra de Granátula, en la provincia de Ciudad Real, y es sin duda uno de los volcanes más representativos y mejor conservados de la Región Volcánica de Campo de Calatrava (RVCC; e.g., Ancochea, 2004). Su actividad se inicia como estromboliana y concluye como hidromagmática. La primera fase eruptiva dio lugar a un cono de escorias y a productos lávicos. La última generó un cráter de explosión (*maar*) que cortó la sierra cuarcítica y el sector sur del edificio previo, y depositó tobas hidrovulcánicas (e.g., González *et al.*, 2010).

En la ladera suroriental del cono de escorias del Cerro Gordo hay un depósito de *spatter* formado a partir de una fuente de lava (González *et al.*, 2010), típica de un estilo eruptivo hawaiano. El *spatter* tiene una potencia de 9,4 m, está estratificado y presenta actualmente una morfología escalonada y lobulada, destacando netamente sobre la ladera del volcán. En la base del depósito de *spatter* se encuentra un nivel densamente soldado, vítreo y de color pardo-rojizo a ocre característico (Figs. 1A y B); varios niveles parecidos afloran intercalados a distintas alturas del apilamiento de *spatter*.

En este trabajo presentamos las características estructurales, petrográficas y geoquímicas de estos niveles de *spatter*

densamente soldados, con el objetivo de contribuir a la caracterización de los depósitos alimentados por fuentes de lava presentes en la RVCC.

Descripción del depósito

Los niveles de *spatter* densamente soldados del volcán Cerro Gordo tienen una potencia muy variable (10–100 cm). Presentan una estructura que varía entre masiva, groseramente bandeada y nodular (Figs. 1A y B), y una fábrica que varía entre clasto- y matriz-soportada. Los clastos que forman la trama son con frecuencia vacuolares mientras que los que forman la matriz son más densos. Las vacuolas tienen un tamaño comprendido entre 1–20 mm y casi

siempre están ocupadas por carbonato y ceolitas; las grandes son elipsoidales o irregulares, mientras que las pequeñas (≤ 2 mm) son esféricas.

Las rocas tienen una textura que varía entre aparentemente vítrea y vitroclástica. Los clastos vítreos presentan un tamaño variable entre lapilli grueso (> 32 mm) y bloque/bomba (< 20 cm), con morfologías generalmente fluidales (elipsoidales y esféricas) o irregulares. Algunos clastos vítreos, aunque escasos, son de tamaño ceniza. Estas cenizas, perceptibles sólo al microscopio, se encuentran aisladas, cementadas por ceolitas y en ocasiones muestran formas esféricas o elipsoidales, de tipo lágrimas de Pelé, aunque también hay *glass-shards* de paredes de vesículas. Excepcionalmente hay fragmentos líticos cuarcíticos procedentes de la desintegración de las cuarcitas ordovícicas que forman el sustrato del edificio volcánico. Es notable la ausencia de formas lenticulares asimilables estrictamente a flamas (*fiammes*). Los fragmentos de cristales son prácticamente inexistentes. Sin embargo, algunos clastos están formados por un microfenocristal idiomorfo y completo de olivino rodeado por una fina película de vidrio.

La soldadura de los clastos se realizó esencialmente por coalescencia por lo cual los contornos de muchos de los piroclastos originales no se preservan; la roca adquiere así un aspecto masivo y coherente, parecido a un vidrio pristino, escasamente vesicular. En este último caso, los contactos originales entre los clastos han sido obliterados aunque su existencia es inferida al microscopio por el fuerte contraste textural con la matriz de la roca. Así, por ejemplo son habituales: 1) sectores muy vesiculares en contacto, sin solución de continuidad, con sectores escasamente vesiculares; 2) sectores ricos en microlitos en contacto, sin solución de continuidad, con sectores prácticamente holohialinos; 3) sectores con orientación fluidal en contacto, sin solución de continuidad, con sectores isotrópicos; 4) cambios netos, con frecuencia perpendiculares, en las orientaciones fluidales.

Los huecos que quedan entre los clastos presentan formas muy irregulares, con terminaciones frecuentes en curva convexa hacia el hueco (*i.e.*, son contornos de clastos fluidales con terminaciones esféricas), y están ocupados también por ceolitas \pm calcita. No obstante, en algunos sectores de estos niveles densamente soldados los

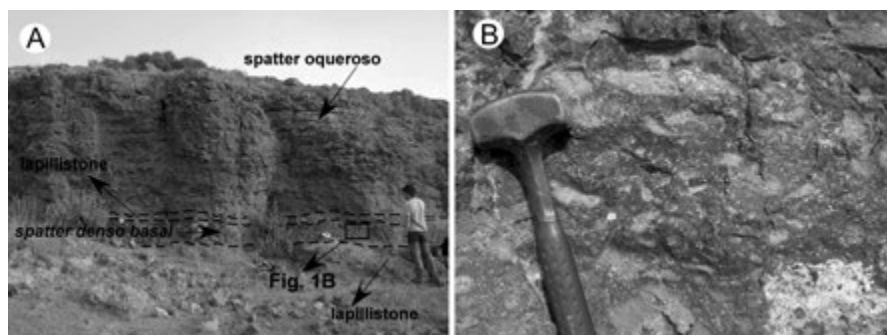


Fig. 1.- A) Aspecto general del depósito de *spatter* del volcán Cerro Gordo, en su terminación oriental; en la base aflora un nivel densamente soldado. **B)** Detalle del nivel basal densamente soldado: destaca su estructura coherente aunque son perceptibles algunos fantasmas de piroclastos. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- A) General view of the easternmost edge of the spatter deposit of the Cerro Gordo volcano; at its base crops out a densely welded layer. *B)* Detail of the densely welded basal layer: stands out its coherent structure, though some clasts ghosts are perceptible. See color figure in the web.

contornos de los clastos se llegan a preservar en muestra de mano (Fig. 1B), de manera que la roca presenta una fábrica nodulosa marcada por la presencia de clastos de lapilli grueso (> 32 mm) a bomba (< 20 cm), inmersos en una matriz de lapilli fino (< 32 mm), con algo de ceniza. Con frecuencia, los clastos de lapilli grueso a bomba elongados, definen un bandeado sin-deposicional grosero, que es menos patente en la matriz.

Sin embargo, al microscopio se observa que estos clastos de la trama son realmente coalescentes con los clastos de la matriz, por lo que no tienen un contorno neto definido. Son por tanto fantasmas de clastos escoriáceos en los cuales las amígdalas (y los colores más claros) contrastan con la matriz no vesiculada (vesiculación en parches; Sumner, 1998).

Los niveles de *spatter* densamente soldados contactan gradualmente con niveles de *spatter* oqueroso, con numerosos huecos entre clastos, formados por clastos de tamaño lapilli a bomba, con escasa ceniza. La soldadura en el *spatter* oqueroso se realiza igualmente por aglutinación y/o coalescencia, pero afecta sólo a puntos o pequeños sectores de la superficie de los clastos en contacto, preservándose numerosos huecos entre ellos, por lo que el aspecto clásico del depósito es obvio.

Petrografía

Clastos vítreos

La textura de la mayor parte de los clastos vítreos varía de holohialina amigdal ($> 90\%$ vol. de vidrio), en ocasiones

microporfídica, a hialocristalina vitrofídica con matriz microlítica y mesostasis vítrea variablemente amigdal ($90-80\%$ vol. de vidrio). Los escasos microfenocristales son únicamente de olivino, mientras que los microlitos son posiblemente de olivino y piroxeno. Además, el vidrio presenta a veces cristallitos aciculares, prismáticos, esféricos y a veces radiales. En algunos clastos cristallitos y microlitos definen orientaciones fluidales que llegan a dibujar pliegues de flujo.

También hay algunos clastos con texturas holocristalinas microporfídicas, con matriz microlítica y mesostasis criptocristalina a vítrea (vidrio $< 10\%$ vol.). Los escasos microfenocristales son de olivino y los microlitos de opacos y, posiblemente, de olivino y piroxeno.

Las amígdalas son esféricas o elipsoidales, a veces coalescentes, estando ocupadas de ceolitas y cantidades variables de calcita. Algunos clastos son muy vesiculares, escoriáceos a prácticamente reticulíticos, y en ellos las vesículas son con frecuencia coalescentes.

Vidrio

Las rocas que forman los niveles de *spatter* densamente soldados son esencialmente holohialinas y hialocristalinas, con fractura concoide y astillosa, y brillo vítreo. En muestra de mano varían de color entre marrón oscuro (casi negro) y ocre rojizo, aunque con frecuencia presentan una alternancia de ambos colores; además, los ocres se disponen a modo de venillas irregulares (< 1 mm) rodeando volúmenes marrones, menores de 1 cm^3 . Al microscopio, las zonas

oscuras están formadas por un vidrio de tipo sideromelana, mientras que las zonas claras están formadas esencialmente por palagonita isótropa (gel-palagonita) o birrefringente (fibropalagonita). Los clastos holocristalinos presentan en ocasiones una mesóstasis taquilítica.

Clasificación del depósito

En función de la clasificación modal de las rocas piroclásticas propuesta por la IUGS (Le Maitre *et al.*, 2002), las rocas estudiadas en este trabajo se clasifican, en orden de abundancia, como lapillistones, brechas tobas y aglomerados, todos densamente soldados.

Características geoquímicas

Se han analizado 4 muestras de roca total pertenecientes a los niveles más densamente soldados de la secuencia de *spatter* (Tabla I). Los análisis fueron realizados mediante ICP-OES e ICP-MS en el Servicio de Geocronología y Geoquímica isotópica de la Universidad del País Vasco (SGIker), adaptando el protocolo descrito por García de Madinabeitia *et al.* (2008). Para la molienda se seleccionaron los fragmentos más pobres en amígdalas (ceolitas ± calcita), pero aún así fue imposible anular su presencia en la fracción analizada. Por tanto, los datos obtenidos permiten caracterizar las rocas del depósito de *spatter* densamente soldado pero no representan estrictamente la composición del fundido

original. Son rocas ultrabásicas ($SiO_2 = 37,61-41,57\%$) y alcalinas ($Na_2O+K_2O = 3,63-5,97\%$), con contenidos bajos de MgO (~ 9%). Los contenidos en volátiles son variables y relativamente elevados (LOI = 1,86–6,68%).

Para comparar la geoquímica de estas rocas piroclásticas con la de las lavas de la RVCC, se han proyectado los datos químicos en el diagrama TAS (Le Maitre *et al.*, 2002) y en diagramas de elementos traza normalizados (Fig. 2). No obstante, esta comparación sólo es orientativa, ya que los valores de LOI de tres muestras son superiores al 2,5% (Tabla I), por lo que estrictamente no podrían ser proyectadas en este diagrama (Le Maitre *et al.*, 2002). Así mismo, los rangos de variación relativamente amplios en el contenido de algunos elementos de bajo potencial iónico (*e.g.*, Na, K, Sr, Rb, etc.) sugieren que la composición química original de estas rocas está ligeramente modificada.

En el diagrama TAS, tres de las muestras analizadas se proyectan en el campo de las foiditas y una en el campo de las basanitas ($ol_{CIPW} = 10,36$), coincidiendo con el rango de variación en las lavas de la RVCC (*e.g.*, Ancochea, 2004). Todas las muestras estudiadas presentan además nefelina normativa ($ne_{CIPW} = 2,28-13,55$), rasgo composicional característico de las rocas de la RVCC (Cebriá, 1992).

Los espectros de normalización de REE y multielementales de las muestras analizadas son similares a aquellos de las coladas de lava de la RVCC (*e.g.*, Cebriá, 1992). Este

Muestra	MC-II-15	MC-II-16	MC-II-27	MC-II-14
SiO ₂	40,21	41,57	37,77	37,61
TiO ₂	3,29	3,44	3,3	3,13
Al ₂ O ₃	12,08	12,68	10,78	11,29
Fe ₂ O ₃	14,23	10,36	15,1	15,07
MnO	0,23	0,17	0,25	0,24
MgO	9,17	9,39	8,89	9,27
CaO	11,96	13,04	12,5	11,93
Na ₂ O	3,72	2,86	1,79	2,58
K ₂ O	2,25	0,82	1,84	1,81
P ₂ O ₅	1,15	1,29	1,25	1,12
LOI	1,86	4,11	6,68	5,95
Ba	823,5	959,4	756,8	815,7
Co	85,3	44,1	85,1	62,6
Cr	185,1	136,4	182,9	188,3
Cu	51,7	48,4	41,6	35,7
Hf	7,61	8,09	7,67	7,34
Nb	122,1	125,5	121,5	116,1
Ni	104,5	80,1	107,3	107,9
Rb	55,93	114,74	34,8	49,05
Sc	16,91	17,91	16,24	16,14
Sr	1128,49	1381,4	1249,22	1191,21
Ta	8,6	8,62	8,42	8,06
Th	9,74	10,22	9,73	9,3
U	2,81	2,76	2,7	2,73
V	256,9	182,5	211,8	283,5
Y	34,64	36,66	34,86	33,43
Zn	157,1	121,4	157,8	154,7
Zr	393,6	412,3	396,1	374,2
La	88,76	93,11	88,97	84,86
Ce	162,75	170,04	162,92	154,96
Pr	21,16	22,22	21,31	20,29
Nd	77,08	81,1	77,52	74,42
Sm	13,19	14,09	13,38	12,88
Eu	3,61	3,82	3,62	3,51
Gd	11,27	11,95	11,48	10,99
Tb	1,46	1,54	1,48	1,41
Dy	6,93	7,31	7	6,68
Ho	1,15	1,23	1,17	1,12
Er	2,99	3,17	3,04	2,91
Tm	0,37	0,4	0,38	0,35
Yb	2,17	2,3	2,18	2,11
Lu	0,3	0,32	0,3	0,29

Tabla I.- Composición química de los niveles de *spatter* densamente soldados del volcán Cerro Gordo.

Table I.- Chemical composition of the densely welded *spatter* layers of the Cerro Gordo volcano.

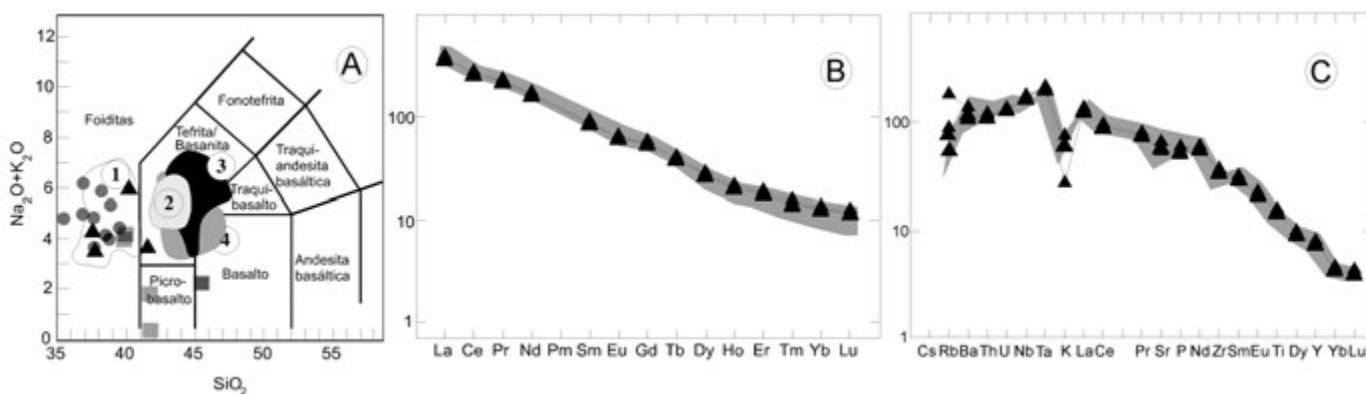


Fig. 2.- A) Proyección de las muestras estudiadas (triángulos) en el diagrama TAS (Le Maitre *et al.*, 2002). Los círculos y cuadrados grises se corresponden con depósitos hawaianos de los volcanes Las Herrerías (Sarrionandia *et al.*, 2014) y Cabezo Segura (Carracedo *et al.*, 2012) respectivamente. Los campos numerados son de Cebriá y López Ruiz (1995) y se corresponden con: 1) Melilititas, 2) Nefelinitas, 3) Basaltos olivínicos y 4) Leucititas. B y C) Diagramas de normalización de REE y multielementales frente al condrito y el manto primitivo de Sun y McDonough (1989), respectivamente; los campos sombreados se corresponden con las rocas analizadas por Sarrionandia *et al.* (2014) y Carracedo *et al.* (2012).

Fig. 2.- A) Projection of studied samples (triangles) in the TAS diagram (Le Maitre *et al.*, 2002). Grey circles and squares correspond with Hawaiian deposits of Las Herrerías (Sarrionandia *et al.*, 2014) and Cabezo Segura (Carracedo *et al.*, 2012) volcanoes, respectively. Labeled fields (Cebriá and López Ruiz, 1995) correspond with: 1) Melilitite, 2) Nephelinite, 3) Olivine basalt, and 4) Leucitite. B and C) REE chondrite- and multielemental primitive mantle-normalized diagrams, respectively (Sun and McDonough, 1989); dashed fields correspond with those rocks analysed by Sarrionandia *et al.* (2014) and Carracedo *et al.* (2012).

parecido también se refleja en los diagramas de discriminación tectonomagmáticos, no incluidos en este trabajo (e.g., Ti/100–Zr–Y/3 de Pearce y Cann, 1973; 2Nb–Zr/4–Y de Meschede, 1986). Por tanto, son rocas que responden a composiciones típicas de un volcanismo alcalino de intraplaca continental.

Utilizando los esquemas de clasificación propuestos por Ancochea (1982) y Cebriá (1992) para rocas de la RVCC las rocas estudiadas en este trabajo, caracterizadas esencialmente por la presencia de vidrio, podrían clasificarse como limburgitas.

Discusión y conclusiones

Los niveles de *spatter* densamente soldados que están intercalados en el apilamiento de *spatter* del volcán Cerro Gordo están formados por piroclastos vítreos coalescentes (Fig. 1). Las rocas adquieren así un aspecto coherente, siendo difícil distinguirlas de coladas de lava (Fig. 1B).

González *et al.* (2010) sugieren que los depósitos de *spatter* densamente soldados son coladas de lava clastogénicas y señalan que el nivel densamente soldado basal pudo actuar como nivel de deslizamiento, favoreciendo el movimiento del conjunto del depósito de *spatter*.

Sin embargo, nosotros no hemos encontrado estructuras que permitan deducir que el depósito alimentado por *spatter* se desplazara por flujo. Los contactos con el *spatter* situado a techo y a muro de estas intercalaciones densamente soldadas son siempre transicionales, y todo el conjunto está apilado de forma paralela al terreno subyacente. En el *spatter* situado por encima de los niveles densamente soldados no se encuentran las estructuras típicas de las acumulaciones de *spatter* deslizadas sobre lavas clastogénicas (tipo Izu-Oshima; Sumner, 1998), tales como fracturas abiertas, intrusiones y diques desenraizados emi-

tidos desde los niveles densamente soldados infrayacentes, ni balsas (*rafts*) de *spatter*, ni tampoco bloques de *spatter* deslizados rotados y/o girados. Finalmente, estos depósitos densamente soldados no muestran estructuras características de flujo reomórfico tales como bandeados, laminaciones o pliegues de flujo continuos, texturas parataxíticas, fenocristales rotados, zonas de cizalla, clastos y fenocristales imbricados, etc. Las texturas fluidales definidas por la disposición de microlitos y cristallitos en algunos clastos muestran orientaciones anárquicas, diferentes de unos clastos a otros, y son heredadas del flujo del magma en el conducto de ascenso.

Consideramos que los niveles de *spatter* densamente soldados del volcán Cerro Gordo se formaron por la caída y acumulación rápida de salpicaduras de lava emitidas desde una fuente de lava próxima. Debido a la intensa coalescencia de los clastos, se formaron masas de aspecto coherente, similares a lavas (*i.e.*, *lava-like body*; Valentine *et al.*, 2002), pero sin evidencias de flujo y desplazamiento del *spatter* sobre el terreno, esto es, no representarían una colada de lava clastogénica.

Agradecimientos

Trabajo financiado por el Ministerio de Ciencia e Innovación (Proyecto CGL2015-63530-P) y por la Universidad del País Vasco/EHU (Grupo de Investigación Consolidado GIU15/05). Los autores de este trabajo agradecemos en especial las revisiones y sugerencias realizadas por la Doctora G. Gallastegui y un revisor anónimo.

Referencias

Ancochea, E. (1982). *Evolución espacial y temporal del vulcanismo reciente de España Central*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 675 p.

- Ancochea, E. (2004). En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 676-677.
- Carracedo Sánchez, M., Sarrionandia, F., Arostegui, J., Eguiluz, L. y Gil Iburguchi, J.I. (2012). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 227/228, 1-14.
- Cebriá, J.M. (1992). *Geoquímica de las rocas basálticas y leucititas de la Región Volcánica de Campo de Calatrava, España*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 314 p.
- Cebriá, J.M. y López Ruiz, J. (1995). *Lithos* 35, 27-46.
- García de Madinabeitia, S., Sánchez-Lorda, M.E. y Gil Iburguchi, J.I. (2008). *Analytica Chimica Acta* 625, 117-130.
- González, E., Becerra-Ramírez, R., Gosálvez, R.U. y Escobar, E. (2010). En: *Aportaciones recientes en Volcanología 2005-2008* (E. González, E. Escobar, R. Becerra, R. Gosálvez y J. Dóniz, Eds.). Centro de Estudios Calatravos, UCLM y Ministerio de Ciencia y Tecnología. Almagro, 97-99.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H. y Wolley, A.R. (2002). *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of terms*. Cambridge University Press, 236 p.
- Meschede, M. (1986). *Chemical Geology* 56, 207-218.
- Pearce, J.A. y Cann, J.R. (1973). *Earth and Planetary Science Letters* 19, 290-300.
- Sarrionandia, F., Carracedo Sánchez, M., Eguiluz, L. y Gil Iburguchi, J.I. (2014). *Estudios Geológicos* 70(2), e012. doi: <http://dx.doi.org/10.3989/egool.41726.317>
- Sumner, J.M. (1998). *Bulletin of Volcanology* 60, 195-212.
- Sun, S.S. y McDonough, W.F. (1989). En: *Magmatism in the Ocean Basins* (A.D. Saunders y M.J. Norry, Eds.). Geological Society, London, 313-345.
- Valentine, G.A., Zhang, D. y Robinson, B.A. (2002). *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 30, 35-64.