

Procesos de diferenciación *in situ* en coladas basálticas plio-pleistocenas del sur de Payenia, provincias de Mendoza y La Pampa

Mauro I. BERNARDI¹, Gustavo W. BERTOTTO¹ y Alexis D. PONCE¹

¹ Instituto de Ciencias de la Tierra y Ambientales de La Pampa (INCITAP)- CONICET- Universidad Nacional de La Pampa, Santa Rosa, La Pampa.
E-mail: mi_bernardi@hotmail.com

Editor: Mariano Augusto

RESUMEN

En este trabajo se presentan los resultados obtenidos de estudios petrológicos realizados en estructuras de segregación alojadas en lavas basálticas emplazadas al sur de la Provincia Volcánica de Payenia. Se analizaron cuatro tipos morfológicos de estructuras: mantos, láminas y cilindros de vesículas y vesículas de segregación. El líquido residual que les dio origen fue segregado durante la cristalización del núcleo de la colada y migró a través de una malla cristalina gracias al mecanismo de *gas filter-pressing*. De acuerdo a un estudio previo, las estructuras aquí analizadas clasifican texturalmente en tres categorías: afíricas de grano grueso (subtipo A), afíricas de grano fino (subtipo B) y seriadas (subtipo C). Los datos obtenidos de los análisis puntuales de las principales fases minerales de las estructuras de segregación indican que las mismas presentan composiciones más diferenciadas que sus basaltos hospedantes. Esto se evidencia a partir del enriquecimiento en Si, Fe, Na y K y el empobrecimiento de Al, Ca y Mg en la mineralogía de las estructuras en relación a la del basalto, lo cual se interpreta como el resultado de un proceso de cristalización fraccionada *in situ*. Los cálculos geotermométricos arrojaron una temperatura de erupción del basalto hospedante de 1195 ± 71 °C y de entre 996 y 1001 ± 71 °C para la temperatura del *liquidus* del vidrio que compone la vesícula de segregación.

Palabras clave: *Cilindros de vesículas, mantos de vesículas, vesículas de segregación, flujos basálticos, diferenciación interna*

ABSTRACT

In situ differentiation processes in Plio-Pleistocene basaltic flows of Southern Payenia, Provinces of Mendoza and La Pampa

In this paper are presented the petrologic studies made on segregation structures found in basaltic lava flows from southern Payenia Volcanic Province. Four morphological types of structures were identified: thick vesicle sheets, thin vesicle sheets, vesicle cylinders and segregation vesicles. The residual liquid migrated through a crystal network driven by the gas filter-pressing mechanism. In agree with a previous work the segregation structures classified according to their texture as aphyric coarse-grained textured (A-subtype), aphyric fine-grained textured (B-subtype) and seriate textured (C-subtype). The chemical data obtained from the individual analyzes of main mineral phases of the segregation structures indicate that they present more differentiated compositions than their host basalts. This is mainly evidenced by the enrichment in Si, Fe, Na and K and the drop of Al, Ca and Mg values in the mineral association of the structures with regard to the mineral chemistry of the basalt, which is interpreted as the result of an *in situ* crystal fractionation process. From thermometric calculations it was estimated that the eruption temperature of the host basalt was 1195 ± 71 °C. The *liquidus* temperature estimated for the glass that constitutes the segregation vesicle groundmass was between 996 and 1001 ± 71 °C.

Keywords: *Vesicle cylinders, Vesicle sheets, Segregation vesicles, Basalt flows, Internal differentiation.*

INTRODUCCIÓN

La cristalización de las asociaciones minerales anhidras típicas de una lava basáltica (olivino-piroxeno-plagioclasa) durante su emplazamiento en la superficie terrestre conduce a la segregación de líquidos residuales diferenciados enriquecidos en volátiles disueltos. La posterior exsolución, crecimiento y flotabilidad de las burbujas de gas revisten procesos importantes para la generación de las estructuras de segregación vesiculadas. La obstrucción producida por la fracción cristalina impide que parte de las burbujas migren libremente y su crecimiento genera un gradiente de presión cuya consecuencia es la segregación del conjunto residuo-burbujas a través de la malla cristalina. Este proceso se conoce como *gas filter-pressing* (Anderson *et al.* 1984). En investigaciones previas se determinó que la segregación y migración de líquidos residuales vesiculares comienza una vez que el flujo de lava ha cesado su movimiento y ha cristalizado entre el 30 y el 60 % de su volumen (Rogan *et al.* 1996, Philpotts *et al.* 1996, Stephenson *et al.* 2000, Caroff *et al.* 2000, Merle *et al.* 2005, Hartley y Thordarson 2009, Sigmarsson *et al.* 2009, entre otros). El producto segregado se moviliza hacia sectores del flujo con menor densidad conformando diapiros verticales (*vesicle cylinders*, Kuno 1965, Goff 1996) o bien se dispersan lateralmente ante el encuentro con un frente de enfriamiento, dando lugar a mantos o láminas horizontales (*vesicle sheets*, Kuno 1965, Goff 1996, Caroff *et al.* 2000). En ocasiones, el residuo vesicular ingresa al interior de burbujas formadas previamente, dando lugar a vesículas de segregación (*segregation vesicles*, Smith 1967, Anderson *et al.* 1984, Caroff *et al.* 1997, 2000). Greenough y Dostal (1992) y Philpotts *et al.* (1996) postularon que en coladas de gran espesor las estructuras mantiformes se forman como resultado de un líquido residual que rellena fracturas horizontales generadas en el interior de una matriz de cristales como consecuencia del hundimiento o compactación de la misma y a la contracción térmica asociada al enfriamiento de la colada. Worster (1997) planteó que el flujo dentro de una lava que cristaliza es impulsado por gradientes en la densidad de líquido, los que

se generan como consecuencia de que algunos componentes son preferentemente incorporados en los cristales dejando un líquido residual flotante. A este proceso lo denominó convección húmeda. Caroff *et al.* (1997, 2000) plantearon una génesis por procesos de diferenciación en flujos sobresaturados en agua. Posteriormente, Costa *et al.* (2006) vincularon la formación de los diapiros de vesículas con la inestabilidad gravitacional de Rayleigh-Taylor de una capa de líquido residual boyante sobre su zona de segregación. Por su parte, Sigmarsson *et al.* (2009) concluyeron que el material segregado que construye los cilindros, mantos y láminas de vesículas se origina en la malla cristalina cercana a la base del flujo mientras que Hartley y Thordarson (2009) sugirieron que en algunas coladas los cilindros de vesículas pueden tener origen a partir de *pipe vesicles* que ascienden desde la zona inferior de la colada. Por el contrario, en un estudio del flujo de lava de Kutsugata (Japón), Kuritani *et al.* (2010) propusieron que los cilindros de vesículas crecen alimentados lateralmente por el influjo de residuo resultante de la cristalización de la lava adyacente a los mismos. También en contraste con estudios previos de otros flujos de lava, Kuritani *et al.* (2010) sugirieron que los cilindros y mantos vesiculares no estaban genéticamente relacionados. Risso y Aparicio (2014) analizaron *pipe vesicles* y cilindros de vesículas alojados en *pillow lavas* andesítico-basálticas de la isla Decepción (archipiélago de las islas Shetland del Sur) observando en algunos casos un pasaje transicional entre ambas estructuras y sugiriendo un vínculo genético. Por su parte, Fowler *et al.* (2015) plantearon un modelo numérico para la formación de cilindros de vesículas. A partir del mismo sugirieron que la vesiculación localizada provocaría un flujo ascendente del residuo más silíceo, en el cual la temperatura de *liquidus* es menor; esto resulta en una menor velocidad de cristalización y un aumento relativo de la porosidad dando lugar a patrones orientados verticalmente.

El área de estudio de este trabajo comprende el sector limítrofe de las provincias de La Pampa y Mendoza, y se caracteriza por la presencia de numerosos flujos lávicos del tipo *pahoehoe* con disposición noroeste-sureste (Fig. 1). Algunas de estas

coladas exhiben desarrollos longitudinales notables, de entre 70 y 180 km (Pasquarè *et al.* 2008, Espanon *et al.* 2014, Bernardi *et al.* 2015, Bernardi 2016) y son portadoras de diversos tipos de estructuras de segregación (Bernardi *et al.* 2016).

El objetivo general de este trabajo es el de caracterizar la petrografía y la química mineral de algunas de las estructuras de segregación asociadas a estas coladas. Se pretende demostrar que los residuos vesiculares segregados durante la cristalización de las lavas muestran composiciones más diferenciadas que el basalto que los aloja.

MARCO GEOLÓGICO

Provincia Volcánica Payenia

La Provincia Volcánica Payenia (Polanski 1954) se extiende entre los 33° 40'S y 38°S abarcando el área central y sur de la provincia de Mendoza, norte de la provincia de Neuquén y oeste de la provincia de La Pampa. Está conformada por un extenso *plateau* basáltico estructurado en diferentes niveles peneplanizados como resultado de la tectónica andina. Payenia comprende la provincia ígnea neógeno-cuaternaria de mayor importancia de Sudamérica con más de 800 conos monogenéticos que interrumpen la planicie lávica (Inbar y Risso 2001, Bertotto *et al.* 2006a, Risso *et al.* 2008, Mazzarini *et al.* 2008, Folguera *et al.* 2009, Llambías *et al.* 2010, Hernando *et al.* 2014). Las rocas son de composición principalmente basáltica a traquítica con firmas geoquímicas de arco e intraplaca (Kay *et al.* 2006a, Ramos y Kay 2006, Bertotto *et al.* 2009). Los relevamientos de campo (Groeber 1946, González Díaz 1979, entre otros) y las dataciones radimétricas más recientes (Cobbold y Rosello 2003, Kay *et al.* 2006a, b, Galland *et al.* 2007, Folguera *et al.* 2009, Quidelleur *et al.* 2009, Germa *et al.* 2010, Gudnason *et al.* 2012, Ramos *et al.* 2014) permitieron registrar una actividad ígnea continua desde el Mioceno hasta el Holoceno, con una interrupción en el límite Mioceno-Plioceno. Durante el Mioceno, la actividad volcánica en esta región del retroarco andino se produjo en un régimen tectónico compresivo como consecuencia de la subducción subhorizontal de la

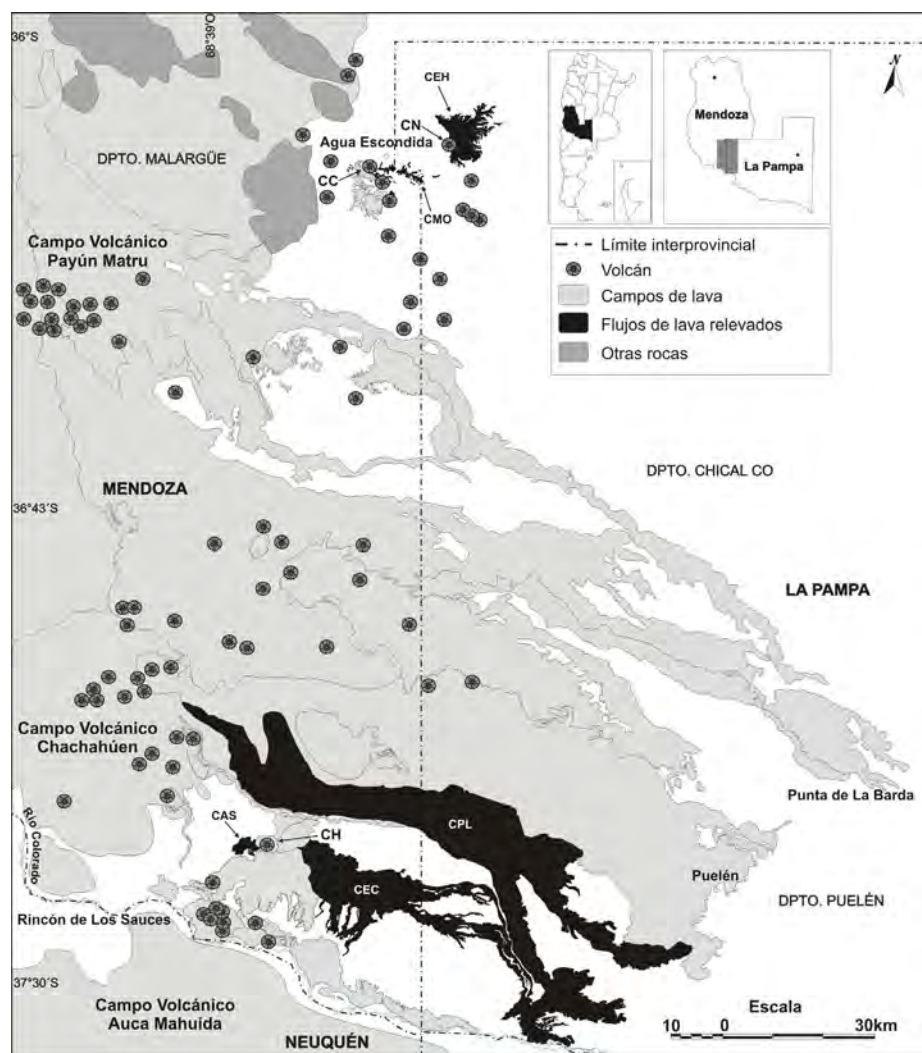


Figura 1. Mapa de coladas de lava del área de estudio. Los flujos lávicos con color negro corresponden a aquellos en los que se muestrearon las estructuras de segregación. Referencias: CEH: Colada El Huaico; CMO: Colada Medialuna Oriental; CPL: Colada Pampa de Luanco; CAS: Colada Arroyo Seco; CN: Volcán Co Negro; CC: Volcán Co Los Corrales; CH: Volcán Co Huanul.

placa de Nazca (Ramos y Folguera 2005, Ramos y Kay 2006). Posteriormente, el empinamiento gradual de la placa generó una tectónica extensional con ascenso de material astenosférico que dio lugar al volcanismo alcalino basáltico-traquítico característico de esta región (Bermúdez *et al.* 1993, James y Sacks 1999, Inbar y Risso 2001, Kay *et al.* 2004, Ramos y Folguera 2005, Hernando *et al.* 2016). Este contexto tectónico está vinculado con la migración progresiva del arco volcánico primero hacia el este y luego hacia el oeste (Kay *et al.* 2006 a, b, Ramos y Kay 2006, Folguera *et al.* 2009). Sobre la base de un modelo de resistividad eléctrica, Burd *et al.* (2014) sugirieron que el volcanismo cuaternario del sur de Payenia se

encuentra relacionado a una estructura tipo pluma situada en el manto superior bajo esta región. El modelo de resistividad muestra que la raíz de esta estructura se ubica a una profundidad cercana a los 400 km, justo por encima de la proyección de la placa de Nazca y se vincularía con el campo volcánico Auca Mahuida. Por otra parte, otras anomalías existentes a profundidades más someras y desprendidas de la anterior, se ubican debajo de los campos volcánicos Payún Matru y Tromen. En concordancia con este modelo, Gianni *et al.* (2017) postularon que el magmatismo de Payenia estaría relacionado a la interacción entre la pluma y la subducción, situando en un principio a la pluma por debajo de la placa de Nazca, lo que

habría inducido la reducción del ángulo de subducción de la misma. Posteriormente el quiebre de la placa (*slab break-off*) atenuada y asimilada por la pluma trajo como consecuencia el ascenso de la astenosfera a la base de la litosfera continental en este sector.

METODOLOGÍA

La composición química de las asociaciones minerales principales de las estructuras de segregación y de sus respectivos basaltos hospedantes se obtuvo a partir de una microsonda electrónica ARL-SEM-Q (WDS) en el Instituto de Ciencias Astronómicas de la Tierra y el Espacio (ICATE, CONICET-UNSJ). Los análisis fueron llevados a cabo con una aceleración de 15 kV, una corriente de muestra de 15 nA y tiempos de conteo de pico y fondo de 20 y 10 segundos, respectivamente. La precisión estimada para elementos mayores y menores fue de hasta 3% y para el Na fue de 10%, aproximadamente. Para la calibración se utilizaron estándares naturales y sintéticos y se aplicó una corrección en línea ZAF a los datos. Se seleccionaron seis muestras para análisis geoquímicos de minerales presentes en las estructuras de segregación y sus respectivos flujos hospedantes. Las muestras analizadas no presentan evidencias químicas o petrográficas de alteración postmagmática significativas. La alteración química se limita a la formación de iddingsita de alta y baja temperatura en fenocristales de olivino y de baja temperatura en microlitos de olivino de la pasta del basalto hospedante. Las rocas seleccionadas para el análisis de la química mineral se muestran en los Cuadros 1, 2, 3, 4 y 5. En el caso del subtipo A, se analizó la composición mineral de dos mantos de vesículas (MD70 y MD93a) y su basalto hospedante (MD71 y MD93b). La muestra del subtipo B que se seleccionó para el análisis (MD20) comprende una roca basáltica que aloja un cilindro de vesículas, el cual a su vez contiene numerosas microvesículas de segregación, una de las cuales se analizó. En el caso del subtipo C, se analizó la composición mineral de un cilindro de vesículas (MD216) y de su basalto hospedante (MD214 y MD215). Los grupos de

CUADRO 1: Datos químicos de olivinos contenidos en las estructuras de segregación y sus basaltos hospedantes.

Muestra	MD93b - CMO				MD70 - CEH			MD93a - CMO			MD20 - CAS		
Roca	BH-SA				SA						BH-SB		
Mineral	Ol1				Ol2			Ol3			Ol4		Ol5
Txt crist.	F				F	F	F				F	MF	MF
Sector	Núcleo	Núcleo	Borde	Borde	Núcleo	Núcleo	Borde	Núcleo	Núcleo	Borde	Núcleo	Núcleo	Borde
SiO ₂	38,70	36,97	38,00	37,75	38,21	35,23	34,65	36,39	36,26	36,25	36,48	36,85	37,70
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,06	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02
Al ₂ O ₃	0,11	0,03	0,38	0,30	0,28	0,00	0,19	0,10	0,00	0,08	0,00	0,14	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00
FeO	20,77	20,84	28,26	28,27	20,59	35,65	38,36	42,64	41,15	44,76	27,46	23,87	24,16
MnO	0,27	0,32	0,32	0,41	0,27	0,60	0,79	0,69	0,69	0,73	0,46	0,42	0,23
NiO	0,23	0,16	0,23	0,08	0,23	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	39,75	39,71	31,37	32,15	40,26	28,01	25,62	19,87	20,97	19,17	35,41	37,82	38,06
CaO	0,22	0,18	0,54	0,42	0,19	0,37	0,45	0,39	0,39	0,41	0,40	0,34	0,36
Na ₂ O	0,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,36	98,21	99,11	99,39	100,04	100,03	100,14	100,08	99,49	101,40	100,21	99,63	100,53
Fo	77	77	66	67	77	58	54	54	52	56	69	74	74

Muestra	MD20 - CAS				MD214 - CPL								
Roca	BH-SB		SB	VS	BH-SC								
Mineral	Ol6		Ol7	Ol8	Ol9	Ol10	Ol11	Ol12	Ol13	Ol14	Ol15	Ol16	Ol17
Txt crist.	F		F	M	M	M	M	M	M	MF	MF	MF	F
Sector	Núcleo		Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Borde	Borde	Núcleo	Núcleo	Borde	Borde
SiO ₂	36,75	36,80	37,20	36,07	36,18	30,93	33,53	36,22	38,50	37,64	34,80	34,90	34,50
TiO ₂	0,01	0,00	0,05	0,09	0,12	0,23	1,01	0,01	0,04	0,04	0,04	0,09	0,07
Al ₂ O ₃	0,03	0,03	0,04	1,70	13,54	2,47	0,99	0,00	0,00	0,26	0,15	0,00	0,09
Cr ₂ O ₃	0,09	0,04	0,06	0,00	0,12	0,00	0,00	0,04	0,00	0,04	0,13	0,00	0,09
FeO	24,51	23,95	23,12	52,49	40,16	57,38	55,42	32,80	27,62	24,43	29,05	27,47	28,98
MnO	0,28	0,28	0,37	1,13	1,46	1,48	1,26	0,46	0,46	0,28	0,41	0,37	0,37
NiO	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	38,90	38,59	39,66	5,99	6,84	6,81	6,17	31,02	33,04	36,82	37,06	37,83	35,40
CaO	0,30	0,28	0,29	1,61	1,22	1,24	2,24	0,32	0,35	0,33	0,29	0,32	0,35
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,80	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,27	0,00
K ₂ O	0,00	0,01	0,00	0,73	0,13	0,07	0,06	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00
Total	100,87	99,98	100,83	100,61	99,77	100,61	100,68	100,95	100,01	99,86	101,94	101,25	99,85
Fo	74	74	75	17	23	17	16	62	68	73	69	71	68

Muestra	MD214					MD216 - CPL						
Roca	BH-SC					SC	BH-SC					
Mineral	Ol18	Ol19		Ol20		Ol21	Ol22	Ol23	Ol24	Ol25	Ol26	Ol27
Txt crist.	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	MF	MF
Sector	Núcleo	Borde	Borde	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo
SiO ₂	35,42	34,16	34,68	37,89	37,87	37,47	35,33	35,38	36,10	34,51	31,98	34,11
TiO ₂	0,01	0,38	0,51	0,04	0,07	0,02	0,03	0,06	0,03	0,00	0,03	0,05
Al ₂ O ₃	0,12	0,06	0,00	0,00	0,11	0,20	0,11	0,14	0,11	0,17	0,17	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,04	0,04	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
FeO	26,94	43,44	44,00	27,87	26,35	27,80	33,24	38,48	29,98	31,05	42,36	32,29
MnO	0,37	0,67	0,76	0,32	0,37	0,37	0,54	0,40	0,45	0,59	0,53	0,45
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	37,24	21,22	20,22	33,98	34,74	34,76	30,11	25,58	33,03	32,80	24,02	32,52
CaO	0,37	0,36	0,37	0,35	0,36	0,31	0,31	0,33	0,29	0,50	0,42	0,30
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,07	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K ₂ O	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,47	100,35	100,59	100,53	99,96	100,99	99,68	100,37	99,99	99,62	99,55	99,72
Fo	71	46	45	68	70	69	61	54	66	65	50	64

Referencias. Ol: Olivino; Fo: Forsterita; BH: Basalto hospedante; SA, SB, SC: Subtipo de estructura de segregación; VS: Vesícula de segregación; F: Fenocristal; MF: Microcristal; M: Microlito. Elementos mayoritarios en % p/p.

CUADRO 2: Datos químicos de piroxenos contenidos en las estructuras de segregación y sus basaltos hospedantes

Muestra MD70 - CEH														
Roca	SA													
Mineral	Px1			Px2										
Txt crist.														
Sector	Borde	Núcleo	Núcleo	Borde	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Borde	Borde	Borde	Núcleo	Núcleo
SiO ₂	49,55	47,93	49,33	49,9	49,4	49,45	49,43	49,49	49,54	50,52	50,55	49,79	49,76	
TiO ₂	2,4	2,46	2,37	2,18	2,48	2,46	2,13	1,84	1,57	0,89	0,79	2,42	2,34	
Al ₂ O ₃	4,12	3,51	3,75	3,42	4,75	4,35	3,99	3,38	2,96	0,9	0,87	4,46	4,44	
Cr ₂ O ₃	0	0,05	0	0	0,24	0	0,05	0,05	0,1	0	0,05	0	0	
FeO	10,02	10,06	9,32	10,27	8,38	9,21	10,69	11,94	12,16	11,57	11,79	9,37	8,76	
MnO	0,15	0,19	0,14	0,09	0,1	0,05	0,05	0,31	0,26	0,41	0,41	0,1	0,21	
MgO	13,34	13,5	13,36	13,17	13,53	13,61	12,91	12,94	12,53	12,24	12,44	12,94	13,79	
CaO	20,32	20,89	20,56	20,35	21,3	21,35	20,94	20,59	20,32	21,88	21,43	20,4	20,2	
Na ₂ O	0,52	0,54	0,3	0,36	0,51	0	0,52	0,72	0,66	0,98	0,79	0,45	0,57	
K ₂ O	0	0,03	0,01	0	0	0	0,06	0	0	0,03	0,02	0	0,02	
Total	100,42	99,16	99,14	99,74	100,69	100,48	100,77	101,26	100,1	99,42	99,14	99,93	100,09	

Muestra MD70 - CEH										MD93a - CMO			
Roca	SA												
Mineral	Px2		Px3		Px4			Px5			Px6		Px7
Txt crist.													
Sector	Borde	Borde	Núcleo	Borde	Núcleo	Núcleo	Borde	Borde	Núcleo	Núcleo	Borde	Núcleo	Borde
SiO ₂	49,69	49,93	49,68	49,92	49,85	49,79	49,64	47,52	47,45	48,1	47,28	47,92	46,2
TiO ₂	2,04	1,55	1,94	2,22	2,62	2,77	3	3,04	2,39	2,46	2,28	2,29	3,58
Al ₂ O ₃	3,78	2,77	3,54	3,37	3,87	4,87	4,48	4,54	4,65	4,12	3,94	4,22	5,77
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0,14	0,05	0	0,05	0,05	0,14	0	0,05	0,05	0
FeO	9,81	11,18	11,12	9,84	9,56	8,76	9,77	8,99	8,4	9,29	10,18	10,01	10,33
MnO	0,15	0,26	0,15	0,09	0,14	0,23	0,14	0,23	0,28	0,19	0,19	0,19	0,19
MgO	13,1	12,56	12,74	13,05	13,28	13,44	12,55	13,69	14,14	13,74	13,4	13,91	12,8
CaO	20,85	20,46	20,23	20,17	20,41	20,57	20,51	20,6	21,6	21,16	20,75	21,18	20,71
Na ₂ O	0,51	0,52	0,59	0,3	0,54	0,24	0,54	0,42	0,41	0,24	0,24	0,49	0,44
K ₂ O	0	0,03	0	0	0	0,01	0,03	0,06	0	0	0,04	0	0
Total	99,93	99,26	99,99	99,1	100,32	100,68	100,71	99,14	99,46	99,3	98,35	100,26	100,02

Muestra MD93a						
Roca	SA			HB - SA		
Mineral	Px7			Px8		
Txt crist.	F					
Sector	Núcleo	Núcleo	Borde	Borde	Borde	Núcleo
SiO ₂	49,15	46,17	47,72	48,57	48,33	47,56
TiO ₂	1,83	3,5	3,26	1,79	2,14	2,68
Al ₂ O ₃	2,4	5,12	4,93	6,51	6,41	6,31
Cr ₂ O ₃	0,05	0,05	0,05	0,75	0,37	0,47
FeO	9,52	9,52	9,33	7,07	7,86	8,54
MnO	0,19	0,24	0,19	0,14	0,09	0,09
MgO	15,43	13,65	13,16	13,76	13,24	13,06
CaO	21,17	21,34	21,18	20,48	20,6	20,79
Na ₂ O	0,31	0,25	0,49	0,41	0,41	0,41
K ₂ O	0,04	0,01	0	0,03	0,04	0
Total	100,09	99,85	100,31	99,51	99,49	99,91

Referencia Px: Piroxeno. Elementos mayoritarios en % p/p.

CUADRO 3: Datos químicos de feldespatos contenidos en las estructuras de segregación y sus basaltos hospedantes

Muestra	MD70-CEH				MD93a -CMO				MD93b			MD71-CEH			MD71		MD214 - CPL		
Roca	SA								BH - SA			BH - SA			BH-SA		BH-SC		
Mineral	PI1	PI2	PI3	PI4	Kfs1	Kfs2	Kfs3				PL5	PI6			PI7	PI8	PI9	PI10	
Txt crist.	Pq	Pq	Pq	Pq					M	MF			M	MF	MF	F			
Sector	Núcleo	Borde	Núcleo	Borde	Núcleo	Borde	Borde	Núcleo	Núcleo	Borde	Núcleo	Núcleo	Borde	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	
SiO ₂	63,74	63,87	63,67	65,58	58,5	58,36	58,3	63,05	60,7	56,65	57,19	52,39	56,33	61,55	53,23	52,6	51,59		
TiO ₂	0,12	0,08	0,08	0,12	0,11	0,08	0	0,02	0,16	0,11	0,12	0,15	0,19	0,19	0,05	0,1	0,1		
Al ₂ O ₃	21,55	20,77	24,24	22,1	25,98	25,39	25,1	20,49	23,86	27,61	27,26	30,41	27,5	23,06	28	30,4	30,12		
FeO	0,28	0,56	0,5	0,28	0,51	0,29	0,34	0,27	0,43	0,43	0,43	0,74	0,51	0,34	0,59	0,37	0,53		
MnO	0	0,05	0	0	0	0,05	0,09	0,05	0,1	0,05	0,05	0	0	0	0	0	0		
MgO	0,03	0	0,05	0,03	0	0	0	0	0,22	0,08	0	0,05	0	0	0	0,03	0,19		
CaO	0	0	3,13	0,63	7,47	6,81	6,65	0,16	3,58	8,03	7,08	11,73	9,25	4,2	11,53	11,09	11,65		
Na ₂ O	6,23	5,35	8,42	7,23	6,29	7,14	7,14	5	8,13	6,16	6,46	4,55	5,72	7,55	5,14	5,42	5,08		
K ₂ O	8,71	10,62	2,29	6,16	0,58	0,66	1,11	9,5	2,17	0,79	0,81	0,3	0,44	1,79	0,2	0,22	0,15		
Total	100,66	101,3	102,38	102,13	99,44	98,78	98,73	98,54	99,35	99,91	99,4	100,32	99,93	98,68	98,74	100,23	99,41		
Or	48	57	13	35	4	4	6	55	12	5	5	2	3	11	1	1	1		
Ab	52	43	72	62	58	63	62	44	70	55	59	41	51	68	44	46	44		
An	0	0	15	3	38	33	32	1	17	40	36	58	46	21	55	52	55		

Muestra	MD214 - CPL				MD214				MD216 - CPL								
Roca	BH-SC				BH-SC				SC								
Mineral	PI11	PI12	PI13	PI14	PI15	PI16	PI17	PI18	PI19	PI20	PI21	PI22	PI23	PI24			
Txt crist.	F	F	F	F	F	MF	MF	F	M	F	MF	MF	F	F			
Sector	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Borde	Núcleo	Núcleo	Borde
SiO ₂	52,61	50,12	50,63	50,37	51,33	55,53	51,9	51,48	51,67	51,38	53,47	52,6	52,93	48,64	53,9	60,8	65,35
TiO ₂	0,14	0,11	0,12	0,13	0,2	0,1	0,14	0,09	0,12	0,06	0,17	0,08	0,14	0,2	0,07	0,14	0,15
Al ₂ O ₃	30,64	31,36	31,32	31,22	29,39	27,86	30,23	30,33	30,23	30,97	29,2	29,29	29,13	32,2	28,42	24,12	20,95
FeO	0,59	0,53	0,48	0,74	0,59	0,5	0,43	0,43	0,59	0,74	0,98	0,49	0,71	0,49	0,49	0,47	0,59
MnO	0,05	0,09	0,05	0,24	0	0,05	0	0	0,05	0,05	0	0,05	0	0	0,05	0,01	0,02
MgO	0,14	0,05	0,03	0,3	0,19	0,14	0,19	0,08	0,22	0,08	0,05	0,08	0,03	0,13	0,03	0,05	0,01
CaO	11,33	12,68	12,95	11,82	9,88	10,78	12,62	12,76	12,04	12,06	8,07	10,14	8,04	12,78	8,07	5,72	2,04
Na ₂ O	5,93	4,69	4,79	5,41	7,43	5,17	4,49	4,63	5,37	4,85	7,14	6,53	7,86	5,36	8,18	7,8	9,1
K ₂ O	0,19	0,13	0,17	0,18	0,39	0,18	0,15	0,14	0,2	0,16	0,6	0,26	0,4	0,14	0,41	0,57	1,77
Total	101,62	99,76	100,54	100,41	99,4	100,31	100,15	99,94	100,49	100,35	99,68	99,52	99,24	99,94	99,62	99,73	100,07
Or	1	1	1	1	2	1	1	1	1	1	3	1	2	1	2	3	10
Ab	48	40	40	45	57	46	39	39	44	42	60	53	63	43	63	69	80
An	51	59	59	54	42	53	60	60	55	57	37	46	35	56	35	28	10

Muestra	MD20 - CAS				MD20									
Roca	BH - SB				SB				VS		BH-SB			
Mineral	PI25	PI26	PI27	PI28	PI29	PI29	PI29	PI29	PI29	Kfs4	Kfs5	Kfs6	Kfs7	
Txt crist.	F	F	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	
Sector	Núcleo	Borde	Núcleo	Núcleo	Borde	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	
SiO ₂	52,21	52,38	51,8	54,47	62,72	61,95	59,17	57,6	57,79	57,48	62,77	64,49	64,32	65,07
TiO ₂	0	0	0	0,06	0,13	0,08	0,06	0,03	0,04	0,1	0,14	0,09	0,15	0,09
Al ₂ O ₃	29,43	29,4	29,59	28,4	22,84	22,95	25,8	25,89	25,87	25,88	20,89	20,02	20,51	20,81
FeO	0,51	0,67	0,36	0,5	0,45	0,39	0,44	0,44	0,5	0,34	0,67	0,51	0,56	0,62
MnO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,05	0	0,1	0,05	0
MgO	0,03	0,03	0	0,07	0	0,03	0,14	0,03	0,05	0,08	0	0,05	0	0,03
CaO	12,27	12,4	12,02	10,48	3,68	1,57	7,23	5,97	6,21	6,58	0,33	0	0,15	0,45
Na ₂ O	4,65	4,47	4,17	5,04	7,97	7,44	7,17	8,25	8,07	7,95	6,58	5,93	6,13	6,05
K ₂ O	0,27	0,24	0,21	0,4	2,13	3,8	0,68	1,11	1,1	0,88	6,75	7,64	7,57	5,75
Total	99,37	99,59	98,15	99,35	99,9	98,21	100,69	99,32	99,63	99,34	98,13	98,83	99,44	98,87
Or	2	1	1	2	12	23	4	6	6	5	40	46	44	38
Ab	40	39	38	45	70	69	62	67	66	65	59	54	55	60
An	58	60	61	52	18	8	34	27	28	30	2	0	1	2

Referencias. Pl: Plagioclasa; Kfs: Feldespato alcalino; Or: Ortoclasa; Ab: Albita; An: Anortita; Pq: Poiquilocrystal. Elementos mayoritarios en % p/p.

CUADRO 4: Datos químicos de óxidos de Fe-Ti contenidos en las estructuras de segregación y sus basaltos hospedantes

Muestra	MD71 CEH		MD70-CEH		MD93a-CMO			MD20-CAS					
Roca	BH-SA	SA						BH-SB	SB				
Mineral	Op1	Op 2	Op3		Op4	Op5	Op6	Op7	Op8	Op9	Op10		
Txt crist.	M	F	M		M	M	M	M	M	M	M	M	
Sector	Núcleo	Borde	Núcleo	Borde	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	
TiO ₂	52,04	3,54	51,47	51,44	23,42	27,43	26,65	27,01	27,37	26,87	27,07	26,82	27,25
Al ₂ O ₃	0,07	0,05	0,06	0,17	0,81	0,64	1,28	0,87	1,3	2,05	1,7	1,18	1,2
Cr ₂ O ₃	0,03	0,03	0	0	0,04	0	0	0,08	0,12	0,03	0,04	0	0
Fe ₂ O ₃	0	63	0	0	22,37	17,4	18,33	17,62	15,87	14,13	14,04	15,43	14,38
FeO	43,31	34,29	44,19	44,4	49,56	53,04	52,58	54,9	54,91	53,5	54,18	54,12	54,31
MnO	0,52	0,13	0,97	1,1	0,62	0,76	0,53	0,62	0,66	0,61	0,7	0,8	0,68
NiO	0	0	0	0,08	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	2,48	0,57	2,72	2,34	1,46	2,14	2,23	0,7	0,99	1,14	0,75	0,61	0,75
Total	98,45	101,61	99,41	99,53	98,28	101,41	101,6	101,8	101,22	98,34	98,48	98,96	98,57

Muestra	MD20		MD214-CPL			MD215-CPL			MD216-CPL				
Roca	VS	BH - SC		SC									
Mineral	Op11	Op12	Op13	Op14	Op15	Op16	Op17	Op18	Op19	Op20	Op21		
Txt crist.	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M		
Sector	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo	Núcleo		
TiO ₂	26,09	26,51	48,25	51,38	50,97	50,5	50,3	50,46	50,6	54,47	50,77	50,34	50,33
Al ₂ O ₃	2,66	1,6	0,06	0	0,29	0	0,06	0,14	0,06	0,11	0,02	0,05	0,01
Cr ₂ O ₃	0,12	0	0,13	0	0	0	0,04	0,04	0	0	0	0	0,01
Fe ₂ O ₃	16,64	15,6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	53,31	54,72	48,47	46,76	47,43	45,1	46,06	47,8	49,35	41,86	46,48	46,87	46,8
MnO	0,75	0,84	0,49	0,49	0,62	0,69	0,6	0,49	0,75	1,33	0,88	0,54	0,57
NiO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	1,28	0,15	2,28	3,2	2,66	2,13	1,53	1,26	0,95	1,19	0,77	0,62	0,49
Total	100,85	99,41	99,68	101,83	101,97	98,42	98,59	100,19	101,71	98,96	98,92	98,42	98,21

Referencias. Op: mineral opaco (óxido de Fe-Ti). Elementos mayoritarios en % p/p.

minerales analizados fueron: olivinos, feldspatos, piroxenos y minerales opacos. Además, se obtuvo la composición química de elementos mayoritarios del vidrio volcánico que conforma la pasta del relleno residual de la vesícula de segregación. Finalmente, en los laboratorios del Earthquake Research Institute, de la Universidad de Tokio (Japón) se analizó la muestra del basalto MD20 correspondiente a la colada denominada Arroyo Seco (Bernardi *et al.* 2016) en la que se determinaron, mediante fluorescencia de rayos X sobre roca total (Tani *et al.* 2002) la composición de elementos mayoritarios.

ASPECTOS MACROSCÓPICOS

Basalto hospedante

Los flujos de lava relevados se denominan: El Huaico (CEH) proveniente del volcán Cerro Negro (36°08'S-68°11'O) con

una edad K/Ar de 3,41 ± 0,20 Ma (Bertotto *et al.* 2006b); Medialuna Oriental (CMO) con origen en el campo volcánico del volcán Cerro Los Corrales (36°11'S-68°22'O) para el cual se determinó una edad de 2,32 ± 0,18 Ma (K/Ar *unspiked*), Pampa de Luanco (CPL) con una edad K/Ar de 2,20 ± 0,30 (Cortezzi y Dirac 1969), proveniente del Complejo Ígneo Chachahúen (Mioceno-Pleistoceno) y Arroyo Seco (CAS) y El Corcovo (CEC) provenientes del volcán Cerro Huanul (37°17'S, 68°32'O) con una edad K/Ar de 0,84 ± 0,05 Ma (Bertotto *et al.* 2006b). Estas coladas presentan longitudes de entre 11 km (CEH) y 122 km (CPL) y espesores de entre 4 y 15 m (Bernardi *et al.* 2015, Bernardi 2016). Las mismas se encuentran conformadas por un basalto porfírico con estructura masiva a vesicular. Exhiben secciones transversales con estructuras de flujos *pahoehoe* tipo P (Wilmoth y Walker 1993) conformadas por una corteza vesicular superior que abarca entre el 30 y el 50 % del espesor

CUADRO 5: Datos químicos del vidrio contenido en la vesícula de segregación y del basalto hospedante.

Muestra	MD20 - CAS			
Roca	VSa	BHb		BHb
Mineral	Vidrio	Vidrio	Vidrio	
Txt crist.				
Sector				
SiO ₂	57,3	55,27	56,41	47,92
TiO ₂	1,01	1,32	1,16	1,35
Al ₂ O ₃	13,59	10,28	8,61	15,88
FeO	11,9	14,22	16,02	11,41
MnO	0,21	0	0	0,16
MgO	0,12	0,27	0,08	7,63
CaO	1,06	2,79	1,1	9,08
Na ₂ O	2,64	4,9	1,99	3,68
K ₂ O	3,73	3,74	3,89	0,93
P ₂ O ₅	0	1,91	0,37	0,28
SrO	0	0	0	0
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0
Total	91,56	94,71	89,63	98,31

Referencias: VS: Vesícula de segregación; BH: Basalto Hospedante. Elementos mayoritarios en % p/p. a Análisis obtenido mediante microsonda electrónica. b Análisis de roca total mediante metodología XRF.

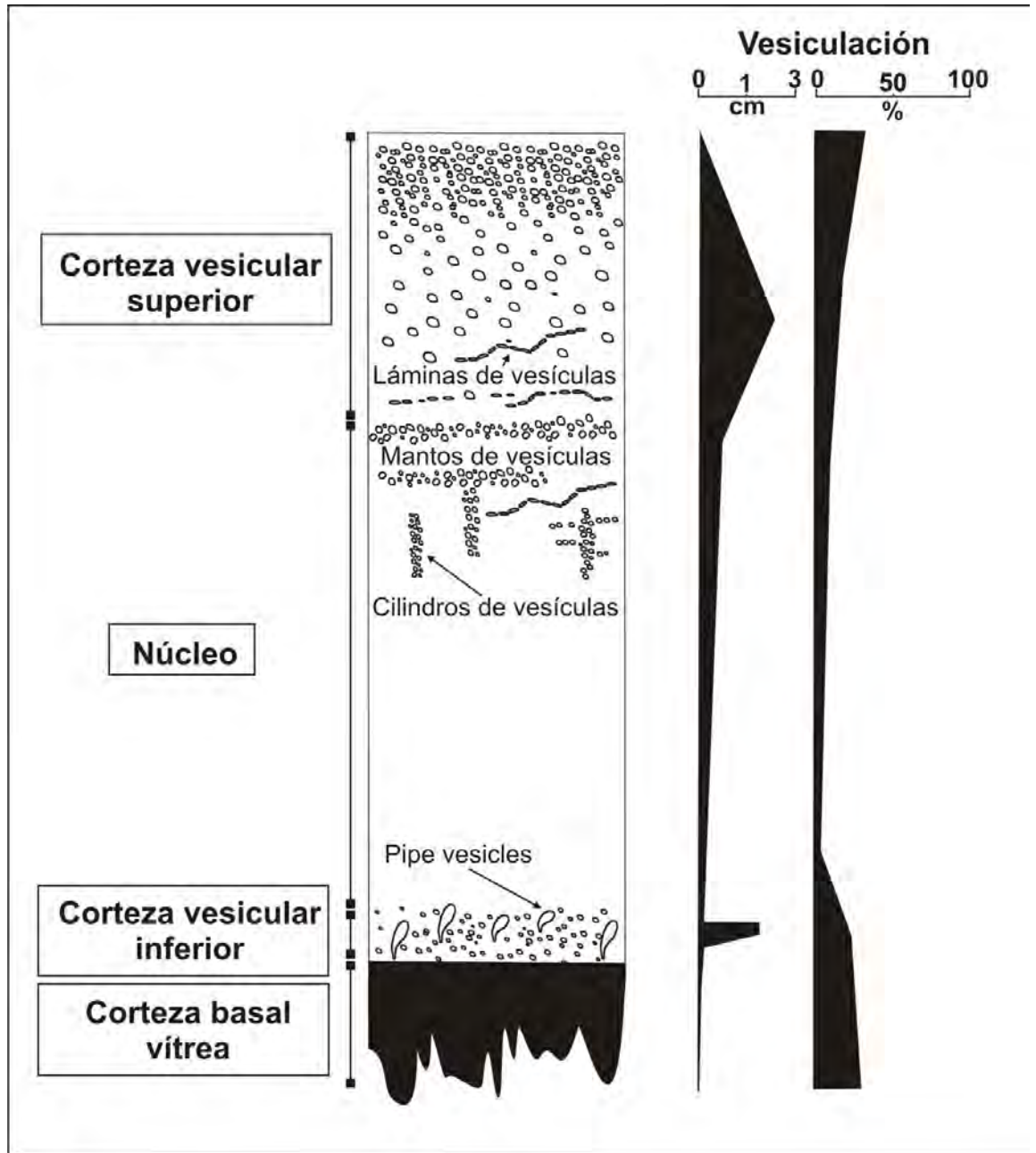


Figura 2. Sección transversal típica de los flujos de lava relevados. Se observa una estructura *pahoehoe* de tipo P. La misma se caracteriza por dos cortezas vesiculares externas que encierran un núcleo interno masivo o de muy baja vesiculación. Las estructuras de segregación se alojan comúnmente en los sectores centrales y superiores del núcleo.

total del flujo y una corteza vesicular basal de menor desarrollo, la que contiene *pipe vesicles*. Estas últimas comprenden estructuras tubulares curvilíneas sin rellenos magmáticos. Las mismas alcanzan hasta 15 cm de longitud y muestran secciones transversales circulares, separadas del basalto hospedante por un delgado borde vítreo. Exhiben disposición subperpendicular con respecto a la base del flujo, inclinadas en el sentido del movimiento de la colada y en ocasiones, rellenas con minerales secundarios. Ambas cortezas vesiculares externas encierran un núcleo

relativamente masivo en el que se alojan las estructuras de segregación (Fig. 2).

Estructuras de segregación

Los cilindros de vesículas exhiben con frecuencia formas diapíricas o lenticulares elongadas o bien formas no definidas, muchas veces con desprendimiento de láminas y/o venas vesiculares. Pueden presentar longitudes que varían entre 0,4 y 1,5 m y secciones transversales circulares a subcirculares con diámetros variables entre 5 y 15 cm. La disposición de los cilindros es vertical a sub-vertical

y se localizan con mayor frecuencia en los sectores medio-superiores del núcleo de la colada. Los mantos de vesículas se disponen de manera horizontal y exhiben morfologías tabulares planas o alabeadas con espesores de entre 3 y 20 cm. La vesiculación es profusa y de distribución caótica, aunque en algunas estructuras de este tipo se observó que las vesículas de mayor tamaño se concentraban hacia los sectores internos centrales de las mismas. Los mantos de vesículas presentan espesores constantes y extensiones laterales notables, del orden de la decena de me-

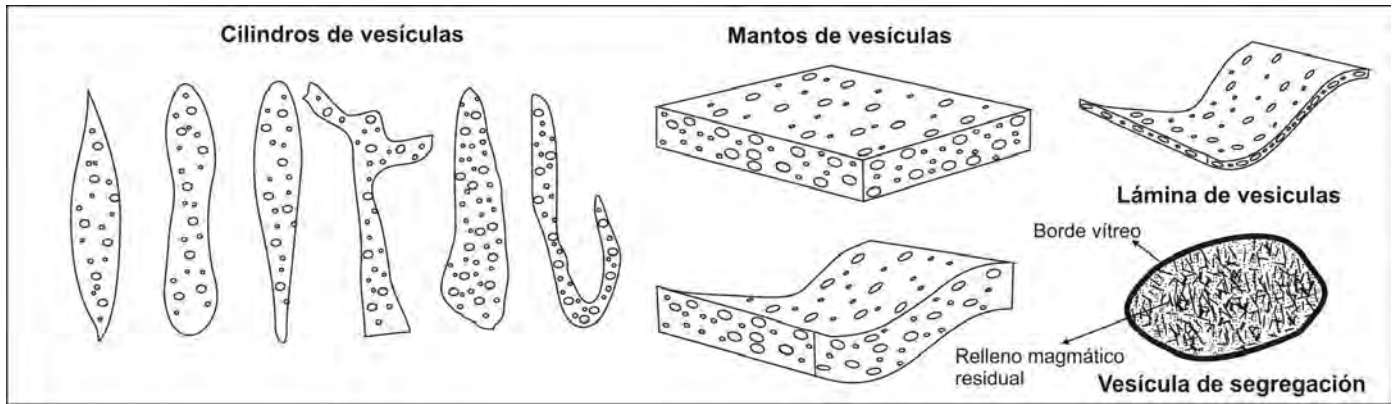


Figura 3. Diferentes morfologías observadas en las estructuras de segregación estudiadas.

tros, pudiendo culminar en el borde de la colada, de manera abrupta en un sector interno del flujo o bien en otra estructura de vesículas (cilindro). Las estructuras de segregación mantiformes y cilíndricas observadas muestran una vesiculación que varía entre 20 y 40%. Las láminas de vesículas exhiben formas curvoplanares con espesores de hasta 3 cm y se encuentran conformadas por una hilera de vesículas semiesféricas (Fig. 3).

La separación entre las estructuras de segregación y el basalto que las aloja es neta y está conformada por una delgada fractura o bien por un tren de vesículas aplastadas y con frecuencia interconectadas. Los mantos y láminas de vesículas aparecen emplazados en los sectores centrales y superiores del núcleo masivo y en ocasiones se vinculan con cilindros de vesículas (Fig. 4).

Las vesículas de segregación pueden

aparecer incluidas en el basalto hospedante o bien en una estructura de segregación. Presentan geometrías semiesféricas y en el caso particular de las estructuras estudiadas en estas coladas, se observan solo a escala microscópica.

PETROGRAFÍA

Basalto hospedante

Los sectores vesiculares superiores y el núcleo de las coladas de lava relevadas están conformados por un basalto holocristalino porfírico a glomeroporfírico o bien seriado y exhiben con frecuencia texturas subofíticas. La fracción fenocrystalina se encuentra representada por olivino subhedral con abundancia de entre 5 y 15% en volumen y tamaños de entre 0,7 y 3 mm; tablas de plagioclasa con una moda de entre 15 y 30% en volumen y ta-

maños de entre 0,9 y 6,0 mm y fenocristales subhedrales de clinopiroxeno con hábitos columnares o irregulares, abundancias de entre 2 y 12% en volumen y tamaños que varían entre 1 y 2,5 mm. Las pastas son intergranulares y exhiben textura diktitaxítica representada por microporos de geometría irregular con una abundancia aproximada de entre 9 y 12% en volumen. La fracción microlítica está representada por tablillas de plagioclasa, pequeños prismas subdesarrollados de clinopiroxeno, olivino de hábito granular, minerales opacos y apatita acicular.

En las regiones basales de los flujos lávicos la microtextura es hipocristalina porfírica a glomeroporfírica con fenocristales de olivino y plagioclasa. Las pastas son intersertales a hialoofíticas conformadas por microlitos de plagioclasa, olivino, minerales opacos y vidrio de tipo taquilítico, levemente alterado. Los sectores adya-



Figura 4. Estructuras de segregación en un flujo de lava. La figura muestra dos cilindros de vesículas que alimentan un manto de vesículas. Cuando un cilindro encuentra un frente de enfriamiento, no puede continuar ascendiendo y se dispersa lateralmente dando lugar a mantos y láminas de vesículas.

centes al sustrato presentan una mayor proporción de vidrio volcánico, donde los fenocristales de olivino y plagioclasa no tienen contacto entre sí y están inmersos en una pasta que está constituida por más del 70% vidrio + minerales opacos + olivino ± plagioclasa.

Los cristales de olivino presentan reemplazo parcial a total de iddingsita de baja temperatura (IBT) y de alta temperatura (IAT), con predominio de la última en los fenocristales, mientras que la alteración de baja temperatura es más común en los microlitos de la pasta. La iddingsita de baja temperatura se encuentra afectando los bordes y las fracturas de los cristales mientras que los fenocristales

alterados a iddingsita de alta temperatura se caracterizan por presentar un sector central parcial o totalmente oxidado, rodeado por delgados sobrecrecimientos de olivino fresco y fracturas desprovistas o parcialmente afectadas por la alteración. Los sobrecrecimientos de olivino alrededor de la zona iddingsitizada indican que el cristal continuó su desarrollo con posterioridad a la alteración (Fig. 5a).

Estructuras de segregación

En trabajos previos, estas estructuras fueron agrupadas en tres categorías según sus características microtexturales (Bernardi *et al.* 2016): subtipo A, estructuras aféricas de grano grueso (holocristalinas);

subtipo B, estructuras aféricas de grano fino (hialocristalinas) y subtipo C, estructuras seriadas (holocristalinas).

Subtipo A: Este subtipo fue observado en mantos de vesículas. Se caracteriza por la menor abundancia de olivino (<2 % en volumen) y por el incremento del porcentaje modal de clinopiroxeno (15-20 % en volumen), minerales opacos y apatita en relación al basalto hospedante. Presenta una granulometría notablemente más gruesa que la de su basalto hospedante, y en la bibliografía este tipo de estructura es definida como “pegmatoides” (Rogan *et al.* 1996, Caroff *et al.* 2000, Merle *et al.* 2005, Hartley y Thordarson 2009, entre otros). Este subtipo de estructuras están confor-

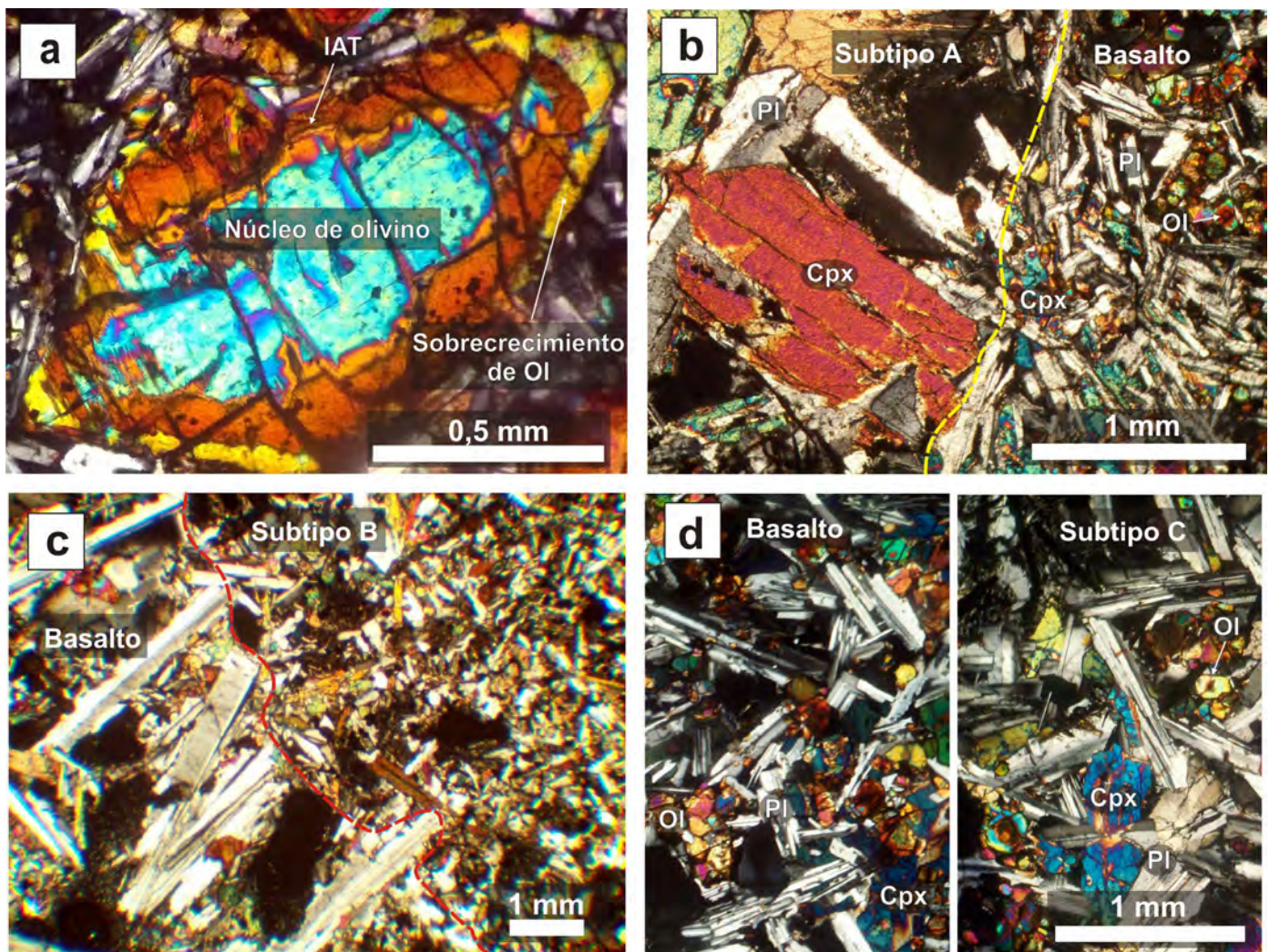


Figura 5. Fotomicrografías de las estructuras de segregación y sus basaltos hospedantes. a) Fenocristal de olivino alterado parcialmente a iddingsita de alta temperatura (IAT) en un basalto hospedante del subtipo A. El sobrecrecimiento de olivino fresco que rodea la zona alterada muestra diferencias de composición con respecto al núcleo del cristal; b) Contacto entre una estructura del subtipo A (grano grueso) y su basalto hospedante; c) Contacto entre una estructura del subtipo B (grano fino) y su basalto hospedante. Se observa que los fenocristales de plagioclasa del basalto hospedante muestran una disposición perpendicular con respecto al contacto; d) Comparación entre la microtextura de una estructura del subtipo C y la de su basalto hospedante. El subtipo C muestra un ligero incremento en el tamaño del grano y una menor abundancia modal de olivino que el basalto huésped. Simbología mineral: Ol: olivino; Pl: plagioclasa; Cpx: clinopiroxeno.

madras por cristales tabulares poiquilíticos de plagioclasa y prismas de clinopiroxeno (Fig. 5b). La plagioclasa presenta tamaños de hasta 6 mm y abundantes inclusiones de clinopiroxeno, minerales opacos, apatita de hábito acicular y en menor medida, olivino prismático con marcadas texturas esqueletales. Dentro del grupo de los feldespatos se presenta también anortoclasa en cristales con maclas finas del tipo albita-periclino. Por otra parte, el clinopiroxeno está representado por prismas gruesos subhedrales de hasta 3,5 mm y es principalmente de tipo augítico. Se observaron cristales con zonación composicional con núcleos augíticos y bordes aegirínicos de color verde oscuro a claro. La variedad sódica aparece con frecuencia en cristales anhedrales individuales. El olivino presenta hábitos prismáticos, con tamaños de hasta 1,5 mm en individuos con crecimiento paralelo esquelético y desarrollo pseudo hexagonal. Con frecuencia, exhibe bordes reemplazados por óxidos de hierro. Los minerales opacos están representados por delgados prismas de hasta 2 mm y secciones basales hexagonales con crecimiento esquelético-cruciforme.

Subtipo B: Este subtipo conforma cilindros de vesículas y vesículas de segregación. A diferencia del anterior, se caracteriza por una microtextura afírica de grano más fino que la del basalto hospedante (Fig. 5c). El clinopiroxeno es el mineral máfico más abundante (30-35% en volumen) con cristales prismáticos de entre 0,2 y 1,5 mm, con texturas esqueletales. La plagioclasa también es abundante y en ocasiones se exhibe en tablillas poiquilíticas con inclusiones de clinopiroxeno, apatita y minerales opacos, estos últimos con crecimiento esquelético-paralelo.

Las vesículas de segregación se encuentran parcial a totalmente rellenas por material micro y criptocristalino acompañado por vidrio intersticial. Se observan tablillas muy delgadas de plagioclasa subhedral, minerales opacos aciculares, apatita acicular y escasos microlitos prismáticos de clinopiroxeno y olivino. El arreglo textural de esta asociación residual es caótico, aunque ocasionalmente se observa un ordenamiento de los cristales opacos aciculares con disposición radial respecto al sector central de la vesícula.

Subtipo C: Este subtipo se observó en

cilindros de vesículas. Exhibe una microtextura de tipo seriada con pasta intergranular, mostrando sólo un leve aumento del tamaño de los cristales con respecto a los del basalto hospedante (Fig. 5d). Se destaca la presencia de óxidos de Fe-Ti con un notable desarrollo prismático, los cuales se encuentran prácticamente ausentes en el hospedante. También exhibe, en relación a la colada hospedante, una mayor abundancia modal de plagioclasa y clinopiroxeno con bordes aegirínicos.

QUÍMICA MINERAL

Grupo del olivino

El olivino que conforma las estructuras del subtipo A se encuentra incluido en cristales de plagioclasa y se observa en prismas elongados con texturas esqueletales representadas por crecimientos paralelos y engolfamientos. Los cristales presentan una componente forsterítica que varía entre Fo_{52} y Fo_{58} con pequeños incrementos en los tenores de CaO y MnO y una reducción del ~4% de SiO_2 con respecto al olivino del basalto hospedante (Fig. 6a - Cuadro 1). Este último contiene fenocristales de olivino fuertemente alterados a IAT y, en menor medida, a IBT. Un fenocristal de olivino analizado en el basalto hospedante presentó un anillo de IAT encerrando un núcleo sin alterar y, a su vez, circundado por sobrecrecimientos de olivino fresco. La componente forsterítica medida en el núcleo del cristal fue de Fo_{77} mientras que el olivino fresco de los bordes presentó una componente Fo_{66-67} .

Por otro lado, los fenocristales y microfeno-cristales de olivino del basalto portador de estructuras del subtipo B presentan núcleos frescos con una composición forsterítica que varía entre Fo_{74} y Fo_{69} , respectivamente. Un fenocristal de olivino incluido en el cilindro de vesículas de la muestra MD20, cerca del contacto entre la estructura y el basalto hospedante, tiene una composición química similar a la del olivino del hospedante (Fo_{75}). Por otra parte, los prismas de olivino analizados dentro de la vesícula de segregación mostraron una importante caída en la componente forsterítica con valores de entre Fo_{16} y Fo_{23} con un incremento en los tenores de CaO y MnO en relación a los del olivino del basalto portador.

El basalto hospedante de las estructuras del subtipo C presenta fenocristales y microfeno-cristales de olivino con un componente forsterítico de entre Fo_{69} y Fo_{73} , mientras que los microlitos de la pasta presentan valores de entre Fo_{46} y Fo_{70} . En el olivino de las estructuras de segregación la componente forsterítica muestra valores porcentuales intermedios de entre Fo_{50} y Fo_{66} .

Grupo del piroxeno

El piroxeno es el principal mineral máfico que integra las estructuras de segregación en cualquiera de los tres subtipos y corresponde al grupo de los clinopiroxenos (Fig. 6b, Cuadro 2).

Los piroxenos del basalto portador de estructuras del subtipo A clasifican como diópsido y su composición varía entre $En_{41}Fs_8Wo_{46}$ y $En_{46}Fs_{13}Wo_{47}$. En cuanto a los piroxenos de las estructuras del subtipo A, la composición de los mismos varía entre $En_{38}Fs_7Wo_{43}$ y $En_{47}Fs_{18}Wo_{50}$ clasificando como augitas y diópsidos en la misma proporción. Los elementos mayores de piroxenos del subtipo A muestran leves incrementos en FeO (~2,5%) y una pequeña reducción en los valores de MgO (~1%) en comparación con aquellos del basalto portador.

Los clinopiroxenos del basalto que aloja estructuras del subtipo B muestran una composición que varía entre $En_{34}Fs_{11}Wo_{47}$ y $En_{39}Fs_{19}Wo_{50}$, perteneciendo al grupo del diópsido. En el cilindro del subtipo B el clinopiroxeno no muestra mayores diferencias composicionales respecto a los de su basalto portador ($En_{35-38}Fs_{14-20}Wo_{46-48}$), exhibiendo sólo un leve incremento en FeO (~1,3%). Las diferencias composicionales son más notables cuando se compara la química de los clinopiroxenos del basalto hospedante con la de los que componen la asociación mineral de la vesícula de segregación. Se determinó que los cristales prismáticos analizados en la vesícula corresponden a cuatro especies de piroxenos (según la clasificación de Morimoto 1988): diópsido ($En_{34-35}Fs_{18-21}Wo_{45-47}$), augita ($En_{37}Fs_{19}Wo_{44}$), pigeonita ($En_8Fs_{36}Wo_{55}$) y aegirina-augita ($Jd_1Ac_{26}Aug_{73}$). El diópsido y la augita del relleno residual muestran un incremento en los tenores de FeO de ~3,45 % con respecto a los del basalto hospedante y de ~2,15 %

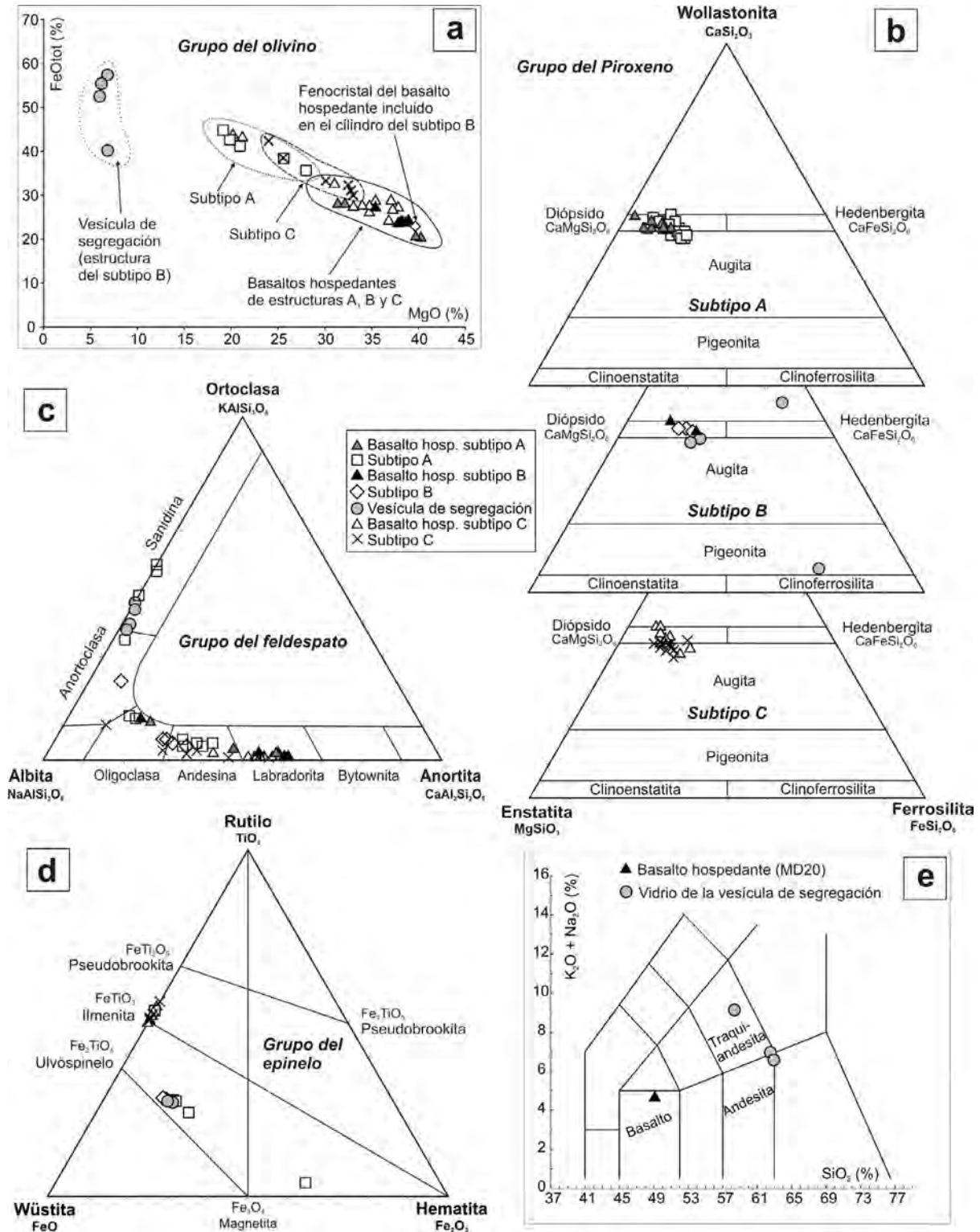


Figura 6. Química mineral de las estructuras de segregación y sus basaltos hospedantes. a) Diagrama binario en el que se correlacionan las concentraciones de MgO vs. FeO_{tot} en cristales de olivino. Se observa una clara correlación negativa entre los dos óxidos como resultado del enriquecimiento en Fe del olivino a medida que cristaliza a partir de las diferentes fases líquidas (primarias y residuales). El mayor componente fayalítico se registra en el residuo más diferenciado el cual relleno y cristalizó en la vesícula de segregación. b) Diagrama ternario de clasificación de piroxenos (En-Fe-Wo) (Morimoto 1988). Los piroxenos de los basaltos hospedantes y las estructuras de segregación corresponden principalmente a las variedades diópsido y augita, la vesícula de segregación también contiene piroxenos alcalinos (augita-aegirina) y Fe-pigeonita. c) Diagrama ternario Ab-An-Or que muestra la composición de los feldespatos en las estructuras de segregación y sus respectivos basaltos hospedantes. La mayoría de las plagioclasas cálcicas corresponden a los basaltos hospedantes mientras que se observa una clara tendencia hacia composiciones más sódicas en las estructuras de segregación. d) Diagrama ternario FeO-Fe₂O₃-TiO₂ para la clasificación de los minerales del grupo de epinelo. e) Diagrama TAS en el que se grafican los tres análisis puntuales del vidrio de la vesícula de segregación y los datos de XRF en roca total del basalto hospedante.

con respecto a las mismas especies minerales medidas en el cilindro de vesículas que aloja a la vesícula de segregación. Las especies pigeonita y aegirina-augita exhiben incrementos del FeO de entre 27 y 29% con respecto al diópsido y la augita del basalto hospedante y de las dos estructuras de segregación analizadas. El contenido de MgO no presenta mayores diferencias entre los piroxenos cálcicos de las tres litologías analizadas (basalto portador, cilindro de vesículas y vesícula de segregación, MgO ~10-12%) pero decrece drásticamente en aquellos clinopiroxenos pobres en calcio y en los piroxenos sódicos de la vesícula de segregación (MgO ~1-6%).

Con respecto al basalto hospedante del subtipo C, el clinopiroxeno predominante es el diópsido; la augita se encuentra también presente aunque en menor proporción. Por el contrario, cuando se evaluaron los piroxenos de la estructura de segregación se determinó que la augita es la principal variedad y el diópsido se limita a conformar los bordes de algunos cristales con zonación composicional. Estos últimos granos muestran bordes más sódicos en relación a sus núcleos. Cuando se evalúa la composición de óxidos mayoritarios de clinopiroxenos del subtipo C con respecto al basalto hospedante, las mayores diferencias son observadas en el contenido de SiO₂, con incrementos del 1 al 3%, de TiO₂ con una disminución del 1% y de CaO, con una leve disminución del 1%.

Grupo del feldespato

Los basaltos que contienen estructuras del subtipo A exhiben feldespatos con una componente anortítica que varía entre An₂₁ y An₅₈ (andesina-labradorita) tanto en los microlitos de la pasta como en los microfococristales (Fig. 6c, Cuadro 3). Los poiquilocristales que conforman las estructuras del subtipo A están representados por dos especies de feldespatos: 1) plagioclasa calcosódica, con una componente anortítica que varía entre An₃₂ y An₄₀ (andesina), menor que la de la plagioclasa fenocristalina del hospedante, y 2) feldespato alcalino con An₀₋₁₇Ab₄₃₋₇₂Or₁₂₋₅₇ (anortoclasa-sanidina) con enriquecimiento en potasio hacia los bordes del cristal. En los fenocristales del basalto hospede-

dante del subtipo B se determinó una composición de An₅₈₋₆₁ (labradorita) sin exhibir zonación composicional notable. Este último aspecto solo fue observado en un microlito de la pasta, donde la composición varió entre An₅₂ (labradorita) en el núcleo del cristal y An₁₈ (oligoclasa) en sus bordes. Los cristales de plagioclasa analizados en el cilindro de vesículas del subtipo B mostraron un contenido más alto en sodio que aquellas del basalto hospedante variando entre An₂₇ y An₃₄ (oligoclasa-andesina), mientras que los cristales aciculares de la vesícula de segregación incluida en el cilindro, pertenecen a la serie de feldespatos alcalinos con composición An₀₋₂Ab₅₄₋₆₀Or₃₈₋₄₆ (anortoclasa).

Los fenocristales de plagioclasa del basalto hospedante de la estructura del subtipo C muestran núcleos con una composición anortítica que varía entre An₄₂ y An₆₀ (andesina-labradorita), mientras que la plagioclasa que integra el subtipo C exhibe núcleos con An₂₈₋₅₆ (oligoclasa-andesina).

Óxidos de Fe-Ti

El 45% de los minerales opacos analizados presentan composición química distribuida en el campo magnetita-ulvoespinelo-ilmenita dentro del sistema ternario FeO-Fe₂O₃-TiO₂. Se observan concentraciones de TiO₂ de entre 3,5 y 27,43 %, de FeO entre 34,2 y 54,9%, y de Fe₃O₄ entre 14 y 63%, clasificando como titanomagnetitas (Fig. 6d, Cuadro 4). El 55 % restante de los minerales opacos se sitúan sobre la línea Fe₃TiO₄-Fe²⁺Ti₂O₅ en el mismo diagrama, clasificando como ilmenitas y miembros intermedios entre ilmenita y pseudobrookita, con contenidos de TiO₂ de entre 48,2 y 54,4% y de FeO de entre 48,4 y 49,3%.

Se puede observar que la mayoría de las titanomagnetitas corresponden a las estructuras de los subtipos A y B, incluyendo aquellas de la vesícula de segregación. Un cristal opaco del subtipo A mostró una notable variación composicional, con núcleo ilmenítico y bordes más férricos lo cual se puede interpretar como un proceso de desmezcla. Se estima que este último aspecto es común a casi todos los cristales de opacos ya que son muy frecuentes este tipo de texturas. Los minerales opacos analizados en la estructura del subtipo C y su basalto hospedante

muestran composiciones que varían entre ilmenita y pseudobrookita, de manera similar a aquellos cristales analizados en el hospedante del subtipo A. Por otro lado, la mayoría de los óxidos de Fe-Ti contenidos en el basalto hospedante del subtipo B clasifican como titanomagnetitas en el sistema ternario FeO-Fe₂O₃-TiO₂.

Vidrio

La vesícula de segregación analizada se encuentra contenida dentro de un cilindro de vesículas y ambas clasifican texturalmente como estructuras del subtipo B. La vesícula de segregación se caracteriza por un agregado hialocristalino de grano muy fino conformado, de mayor a menor abundancia, por: vidrio volcánico, clinopiroxeno, feldespatos alcalinos, plagioclasa sódica, titanomagnetita y olivino fayalítico (Fig. 6e, Cuadro 5). Se interpreta que esta asociación se desarrolló a partir de un líquido residual que resultó de la cristalización de un primer residuo que dio lugar al cilindro de vesículas hospedante, el cual se generó durante la cristalización del núcleo de la colada portadora de ambas estructuras. El contenido promedio de sílice del vidrio de la vesícula es de ~56,3% y en el diagrama TAS (Le Maitre *et al.* 2002) grafica en los campos de las traquiandesitas y andesitas.

DISCUSIÓN

Rogan *et al.* (1996) determinaron que las estructuras de segregación están empobrecidas en Mg, Ni, Cr y Ca en relación a los basaltos hospedantes, lo que sugiere procesos de cristalización fraccionada. Del mismo modo, Goff (1996) postuló que la evolución continua de líquidos que forman mantos y cilindros de vesículas produce composiciones progresivamente más ricas en Fe, Mn, Na, K, Ti y P. Además, este autor planteó que el residuo se enriquece en Si con respecto al basalto huésped, mientras que el Al generalmente disminuye. Más tarde, Merle *et al.* (2005) observaron que las estructuras de segregación presentan una composición evolucionada con respecto al basalto huésped, lo cual atribuyeron principalmente a la fuerte disminución de MgO. En el mismo sentido, Rizzo y Aparicio (2014) analiza-

ron la química de *pipe vesicles* y cilindros de vesículas alojadas en *pillow* lavas de la isla Decepción y destacaron que las mismas contienen más Si, Ti, Fe y P y menos Al, Ca y Mg que el basalto huésped. Walker (1987) y Philpotts y Lewis (1987) sugirieron que las *pipe vesicles* resultan de la flotabilidad de los gases que se exsuelven en la base del flujo. Las burbujas se anexan al frente de cristalización que avanza hacia el interior del flujo y crecen como tubos que se orientan perpendicularmente a la superficie de solidificación. En lavas continentales, Thordarson y Self (1998) y Caroff *et al.* (2000) han demostrado que las *pipes* pueden estar parcialmente ocupadas por material de segregación vítreo. En el caso particular de las *pipe vesicles* observadas en estas coladas, las mismas no presentan rellenos residuales y se descarta que tengan el mismo origen que las estructuras de segregación, por lo que no fueron tratadas como tales.

Los datos químicos de las principales especies minerales que constituyen los tres subtipos de estructuras de segregación se compararon con aquellos de la asociación mineral que forma sus respectivos basaltos hospedantes. Las etapas más avanzadas de la diferenciación se evidenciaron en la vesícula de segregación, la cual se formó por el influjo y cristalización de un residuo secundario en una vesícula previamente formada. Cuando se evalúan las estructuras generadas directamente de la segregación del residuo resultante de la cristalización del núcleo de la colada, aquellas que se encuentran más diferenciadas con respecto al basalto huésped corresponden al subtipo A. En el olivino, el enriquecimiento de Fe es más notable en los subtipos A y C, mientras que en el subtipo B este mineral no muestra cambios notables en la composición química con respecto a los cristales forsteríticos de la roca huésped, exhibiendo texturas similares a los de la fracción fenocristalina del basalto. Teniendo en cuenta estos últimos aspectos, se infiere que los cristales mayores de olivino observados en el cilindro del subtipo B no cristalizaron a partir del residuo que formó la estructura sino que lo hicieron en el basalto huésped. Posteriormente, estos olivinos formaron parte de la malla cristalina a través de la cual se movilizó el líquido residual resultante,

permaneciendo atrapados dentro de la estructura de segregación.

Por otra parte, la mayoría de las plagioclasas analizadas en el basalto hospedante grafican en el campo de la labradorita, mientras que aquellas que forman las estructuras de segregación muestran una marcada tendencia hacia los miembros alcalinos. Las plagioclasas que constituyen los tres subtipos muestran enriquecimiento en Na con respecto al basalto portador, ocupando principalmente el campo de la andesina y, en menor medida, el de la oligoclasa. Los feldespatos de la serie alcalina están representados por anortoclasa y sanidina en los subtipos A y B. El clinopiroxeno es principalmente diópsido y augita en todas las rocas analizadas. En los basaltos hospedantes, la especie dominante es el diópsido, mientras que en las estructuras de segregación el clinopiroxeno principal es la augita, con una incidencia menor de diópsido. En términos generales, la composición del clinopiroxeno se enriquece en Fe y se empobrece en Ca en las estructuras de segregación con respecto al clinopiroxeno del basalto hospedante. Esta última tendencia es más notable principalmente en los subtipos A y C. En el cilindro de subtipo B la composición de los piroxenos cálcicos no muestra cambios importantes con respecto a los del basalto huésped, exhibiendo solamente un leve aumento en los tenores de Fe. Sin embargo, la vesícula de segregación contenida en esta última estructura presenta tres especies de piroxeno: augita, enriquecida en Fe con respecto a la del basalto portador; Fe-pigeonita y un miembro alcalino que pertenece al campo de la augita-aegirina.

Como se observa en el sistema ternario FeO-Fe₂O₃-TiO₂, la composición química de las titanomagnetitas no sigue la línea de la solución sólida ulvospinelo-magnetita sino que se dispersa hacia la línea de la serie ilmenita-hematita. A partir de un estudio magneto-químico sobre rocas volcánicas de Japón, con composiciones que van desde basálticas a riolíticas, Akimoto *et al.* (1959) sugirieron que la fase espinélica de la titanomagnetita existe como una sola fase en un amplio campo entre las líneas de la solución sólida ulvospinelo-magnetita e ilmenita-hematita, según las condiciones físico-químicas bajo las

cuales se ha producido la cristalización de la roca. Estos autores denominaron como "titanomagnetita normal" a las composiciones que se ubican sobre o muy próximas a la línea TiFe₂O₄-Fe₃O₄ mientras que denominaron como "titanomagnetita anormal" a aquellas composiciones que grafican entre las líneas de la serie de ulvospinelo-magnetita e ilmenita-hematita, las cuales fueron interpretadas como el resultado de la oxidación de la titanomagnetita normal.

La figura 7 muestra 6 diagramas de variación de óxidos mayoritarios obtenidos a partir de análisis en roca total del basalto MD20 que aloja las estructuras del subtipo B (cilindro y vesículas de segregación) y tres análisis puntuales en la fracción vítreo de una vesícula de segregación.

A partir de estos diagramas pueden inferirse los minerales que fraccionan de acuerdo a la hipótesis de que los líquidos segregados que conforman las estructuras vesiculares derivan de la cristalización fraccionada del basalto que las contiene. La fuerte disminución de MgO y de la relación CaO/Al₂O₃ desde el basalto hacia el vidrio andesítico-traquiandesítico sugiere la remoción de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa mientras que los valores similares de TiO₂ y el leve aumento de FeO en la misma dirección puede estar indicando que los óxidos de Fe-Ti están poco involucrados en el proceso de fraccionamiento. La marcada caída en el Al₂O₃ desde el basalto huésped hacia la vesícula de segregación sugiere que el fraccionamiento del clinopiroxeno se encuentra algo subordinado con respecto al de la plagioclasa. Por otra parte, el enriquecimiento en sílice y álcalis en conjunto con el incremento de hierro y la caída de la relación CaO/Al₂O₃ desde el basalto hospedante hacia la vesícula de segregación se evidencia en la presencia de plagioclasas sódicas, feldespatos alcalinos y piroxenos pobres en calcio que constituyen la asociación mineral de esta última estructura.

En cuanto a las características texturales, las estructuras del subtipo B son aquellas que presentan las granulometrías más finas y las estructuras del subtipo A son las que exhiben las granulometrías más gruesas, mientras que las estructuras del subtipo C muestran un tamaño de grano intermedio entre los subtipos A y B. Du-

rante la descripción microscópica de las estructuras del subtipo B, en particular del cilindro de vesículas, se observó que el mismo muestra una apariencia petrográfica similar a la pasta del basalto que lo contiene aunque la abundancia de microlitos de olivino en la estructura es menor al 1% en volumen. Se estima que las mismas se formaron prácticamente *in situ* a partir de un líquido diferenciado impulsado por un gradiente de presión generado por el mecanismo de *gas filter-pressing* hacia zonas de menor densidad muy vesiculadas e inmediatamente adyacentes a la zona de segregación, según las propuestas de Anderson *et al.* (1984) y Sanders (1986). La textura de grano fino de las estructuras del subtipo B pudo resultar de un enfriamiento más rápido y de un fundido más pobre en volátiles. Esta última inferencia podría estar sustentada en parte por la inexistencia de iddingsita de alta temperatura en el olivino del hospedante. En el mismo sentido, se determinó que el basalto que contiene estas estructuras de segregación exhibe bajos valores de pérdidas por ignición (LOI) en comparación con aquellos que alojan estructuras A y C a lo cual podría estar asociado el menor grado de alteración iddingsítica que muestra el basalto que aloja estructuras del subtipo B (basaltos hospedantes de subtipo A, LOI = 1,34-2,89%; basalto hospedante de subtipo B, LOI = 0,26%; basalto hospedante de subtipo C, LOI = 1,31%). Las estructuras del subtipo C podrían representar un residuo con menor diferenciación segregado durante una etapa más temprana de la cristalización del núcleo de la colada. Esto se interpreta a partir de las similitudes texturales y de las características mineralógicas y químicas que evidencian un menor grado de cristalización fraccionada con respecto a su basalto hospedante.

A partir de los datos de óxidos mayoritarios del vidrio que conforma parcialmente la pasta de la microvesícula de segregación se determinó un valor promedio de viscosidad de 1440 Pa s y una densidad de 2631 kg/m³ según las ecuaciones de Bottinga y Weil (1972). Como se mencionó anteriormente, el relleno hialocristalino de la vesícula corresponde al residuo resultante de la cristalización de un primer residuo que dio lugar al cilindro de vesículas donde la vesícula de segregación

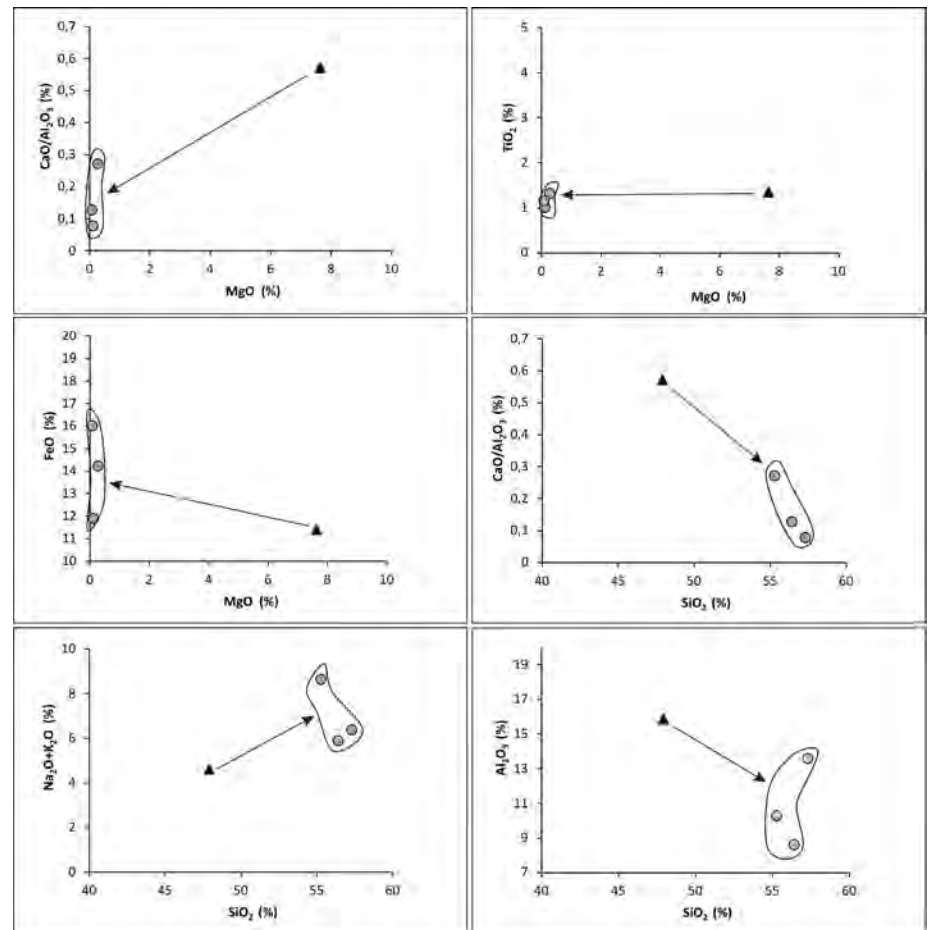


Figura 7. Diagramas de variación TiO_2 , $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs. MgO y $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, Al_2O_3 y $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs. SiO_2 . Las flechas indican las tendencias producidas por la cristalización fraccionada en el basalto (triángulo negro) que resulta en un líquido residual químicamente diferenciado respecto al original (círculos grises).

está contenida. Se infiere que este primer residuo se movilizó a través de la malla cristalina del basalto hospedante para el cual se estimó una densidad promedio de 2958 kg/m³, asumiendo un grado de cristalización promedio del 40%. Este porcentaje corresponde a un promedio de aquellos valores sugeridos por diferentes autores para la etapa de cristalización del núcleo de una colada dentro de la cual comienzan a producirse procesos de segregación y migración de residuos de la cristalización (*e.g.* Rogan *et al.* 1996, Philpotts *et al.* 1996, Caroff *et al.* 2000, Merle *et al.* 2005). El análisis XRF del basalto hospedante del cilindro de vesículas y la vesícula de segregación (MD20), mostró un contenido de sílice del 47,9 % y ubicó a la roca en el campo de los basaltos en el diagrama TAS.

En referencia a los aspectos termométricos, Helz y Thornber (1987) diseñaron un método empírico basado en el equilibrio

líquido-MgO y líquido-CaO a partir de mediciones de temperatura en lavas del volcán Kilauea (Hawaii). Estos autores postularon que el geotermómetro calibrado con MgO se limita a aquellos líquidos que coexisten con olivino mientras que la calibración con CaO es útil con líquidos que coexisten principalmente con plagioclasa, augita y olivino. A partir de la expresión de Helz y Thornber (1987) y con una corrección de Putirka (2008) el valor de temperatura de erupción obtenido para el basalto MD20 que aloja las estructuras de segregación del subtipo B (cilindro de vesícula y vesícula de segregación) fue de 1195 °C (SEE = ± 71 °C).

Con respecto a los líquidos segregados, Goff (1996) postuló que el geotermómetro con la calibración basada en el contenido de Ca es la metodología apropiada que se debe aplicar en las estructuras de segregación. Para el inicio del proceso de segregación de los líquidos residuales den-

tro de los flujos lávicos, este último autor obtuvo temperaturas de entre 1075 y 1100 °C mientras que para líquidos residuales contenidos en vesículas o cúmulos dentro de cilindros y mantos de vesículas obtuvo valores por debajo de los 1000 °C. Por otra parte, Helz (1980, 1987) postuló que los líquidos residuales se segregan a temperaturas entre 1145 y 1160 °C justo por debajo de la temperatura de cristalización de la plagioclasa y obtuvo temperaturas de *liquidus* en el rango de ~ 1000 y 1060 °C para el residuo más diferenciado, que rellena fracturas y vesículas. A partir de los datos químicos obtenidos para el vidrio de la vesícula de segregación se estimó un rango de temperaturas del *liquidus* de entre ~996 y 1001 °C mediante el geotermómetro de Helz y Thornber (1987), basado en el contenido de Ca, con la corrección de Putirka (2008) (error de estimación estándar, SEE = ±71 °C) siendo estos valores acordes a aquellos obtenidos por los autores citados. Por último, para contrastar con otra metodología, se utilizó la expresión de Sisson y Grove (1993) para el cálculo de la temperatura del *liquidus* del vidrio con la cual se obtuvo un valor de 977 °C, mostrando una leve diferencia con el valor determinado a partir del geotermómetro de Helz y Thornber (1987).

CONCLUSIONES

La asociación mineralógica de los basaltos que alojan las estructuras de segregación se caracteriza por olivino forsterítico, plagioclasa calcosódica y clinopiroxeno con menor abundancia en óxidos de Fe-Ti y apatita. La asociación mineralógica de las estructuras de segregación está representada por el clinopiroxeno como principal mineral máfico, seguido de feldespato alcalino, plagioclasa sódico-cálcica, óxidos de Fe-Ti y un bajo porcentaje modal de olivino fayalítico.

El clinopiroxeno del basalto huésped es principalmente diópsido, mientras que la augita comprende la variedad principal de piroxeno en el residuo segregado y en menor proporción, diópsido, clinopiroxeno sódico (augita-aegirina) y pigeonita en el residuo más evolucionado que rellena la vesícula de segregación. Los óxidos de Fe-Ti están representados

por fases del grupo del espinelo con ilmenita, miembros intermedios entre ilmenita y pseudobrookita y, en menor medida, titanomagnetita, en el basalto hospedante y las estructuras del subtipo C mientras que la titanomagnetita comprende la fase espinélica principal en estructuras del subtipo A y B.

La plagioclasa del basalto hospedante es labradorítica con algunos cristales que muestran una zonación normal con bordes más alcalinos. La plagioclasa de los tres subtipos de estructuras de segregación está representada por andesina y en menor medida, oligoclasa. Los feldespatos alcalinos se encuentran en los líquidos más evolucionados que forman el subtipo A y la vesícula de segregación analizada y están representados por anortoclasa y sanidina.

El olivino analizado en estructuras del subtipo A y las vesículas de segregación muestra una importante componente fayalítica, mientras que el olivino del subtipo C exhibe composiciones intermedias entre los de las estructuras A y el basalto huésped.

Las estructuras de segregación son el resultado de un proceso de diferenciación *in situ* por cristalización fraccionada, que se produce durante el emplazamiento de los flujos de lava. Esto queda evidenciado por una asociación mineral que muestra un enriquecimiento en Si, Na, K y Fe y una reducción en el contenido de Al, Ca y Mg con respecto a la composición mineral y total del basalto que las aloja, en coincidencia con las tendencias observadas por otros autores en flujos lávicos de otras regiones de la Tierra.

A partir del cálculo geotermométrico se estimó una temperatura de erupción de 1195 ± 71 °C para el basalto hospedante y una temperatura del *liquidus* de entre 996 y 1001 ± 71 °C para el residuo vítreo andesítico-traquiandesítico que constituye la pasta de la vesícula de segregación.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UNLPam) y al CONICET por el apoyo económico (PI 3-G y PIO2015-12CO). La realización de los análisis químicos en minerales y roca total fue posibles gracias a la colabora-

ción de M. E. Varela (ICATE), T. Jalowitzki (UFRGS) y Y. Orihashi y N. Hokanishi (Universidad de Tokio). Se agradecen las sugerencias de la Dra. Gabriela Massafiero y el Dr. Leandro D'Elia. Este trabajo está dedicado a la memoria de Fernando M. Calabozo. Amigo, compañero y colega.

REFERENCIAS

- Akimoto, S.I. y Katsura, T. 1959. Magneto-chemical study of the generalized titanomagnetite in volcanic rocks. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity* 10: 69-90.
- Anderson, A.T., Swihart, G.H., Artioli, G. y Geiger, C.A. 1984. Segregation vesicles, gas filter pressing, and igneous differentiation. *Journal of Geology*: 55-72.
- Bermúdez, A., Delpino, D., Frey, F. y Saal, A. 1993. Los basaltos de retroarco extraandinos. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio: 161-172, Mendoza.
- Bernardi, M.I. 2016. Petrología y volcanología de los flujos basálticos neógeno-cuaternarios del retroarco extraandino entre los 36° y 37° 30' LS, provincias de Mendoza y La Pampa, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba (inédita), 352 p., Córdoba.
- Bernardi, M.I., Bertotto, G.W., Jalowitzki, T.L.R., Orihashi, Y. y Ponce, A. 2015. Emplacement history and inflation evidences of a long basaltic lava flow located in Southern Payenia Volcanic Province, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 293: 46-56.
- Bernardi, M.I., Bertotto, G.W. y Ponce, A.D. 2016. Estructuras de segregación vesiculadas alojadas en coladas basálticas pahoe-hoe de Payenia, provincias de Mendoza y La Pampa, Argentina: aspectos morfogenéticos y petrográficos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 73: 50-63.
- Bertotto, G.W., Bjerg, E.A. y Cingolani, C.A. 2006a. Hawaiian and Strombolian style monogenetic volcanism in the extra-Andean domain of central-west Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158: 430-444.
- Bertotto, G.W., Orihashi, Y., Nagao, K. y Motoki, A. 2006b. New K-Ar ages on retroarc basalts of Mendoza-La Pampa. Segundo Encuentro Científico del ICES, Actas CD, Buenos Aires.
- Bertotto, G.W., Cingolani, C.A. y Bjerg, E.A.

2009. Geochemical variations in Cenozoic back-arc basalts at the border of La Pampa and Mendoza provinces, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 28: 360-373.
- Bottinga, Y.A. y Weil, D.F., 1972. The viscosity of magmatic silicate liquids: a model for calculation. *American Journal of Science* 272: 438-473.
- Burd, A.I., Booker, J.R., Mackie, R., Favetto, A. y Pomposiello, M.C., 2014. Three-dimensional electrical conductivity in the mantle beneath the Payún Matrú Volcanic Field in the Andean backarc of Argentina near 36.5°S: evidence for decapitation of a mantle plume by resurgent upper mantle shear during slab steepening. *Geophysical Journal International* 198: 812-827.
- Caroff, M., Ambrics, C., Maury, R.C. y Cotten, J. 1997. From alkali basalt to phonolite in hand-size samples: Vapor-differentiation effects in the Bouzentes lava flow (Cantal, France). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 79: 47-61.
- Caroff, M., Maury, R.C., Cotten, J., Clement, J.P. 2000. Segregation structures in vapor differentiated basaltic flows. *Bulletin of Volcanology* 62: 171-187.
- Cobbold, P.R. y Rossello, E.A. 2003. Aptian to Recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 20: 429-443.
- Cortelezzi, C.R. y Dirac, M., 1969. Edad de los basaltos de Neuquén y La Pampa. 4º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 95-100, Mendoza.
- Costa, A., Blake, S. y Self, S. 2006. Segregation processes in vesiculating crystallizing magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 153: 287-300.
- Espanon, V.R., Chivas, A.R., Phillips, D., Matchan, E.L. y Dosseto, A. 2014. Geochronological, morphometric and geochemical constraints on the Pampas Onduladas long basaltic flow (Payún Matrú Volcanic Field, Mendoza, Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 289: 114-129.
- Folguera, A., Naranjo, J. A., Orihashi, Y., Sumino, H., Nagao, K., Polanco, E. y Ramos, V. A. 2009. Retroarc volcanism in the northern San Rafael block (34–35° S), southern Central Andes: occurrence, age, and tectonic setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 186: 169-185.
- Fowler, A.C., Rust, A.C. y Vynnycky, M. 2015. The formation of vesicular cylinders in pahoehoe lava flows. *Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics* 109: 39-61.
- Galland, O., Hallot, E., Cobbold, P.R. y Buffet, G., 2007. Volcanism in a compressional Andean setting: A structural and geochronological study of Tromen volcano (Neuquén province, Argentina). *Tectonics* 26: TC4010.
- Germa, A., Quidelleur, X., Gillot, P.Y. y Tchilinguirian, P. 2010. Volcanic evolution of the back-arc Pleistocene Payún Matrú Volcanic Field (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 29: 717-730.
- Gianni, G.M., García, H.P., Lupari, M., Pesce, A., y Folguera, A., 2017. Plume overriding triggers shallow subduction and orogeny in the southern Central Andes. *Gondwana Research* 49: 387-395.
- Goff, F. 1996. Vesicles cylinders in vapor-differentiated basalt flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 71: 167-185.
- González Díaz, E.F. 1979. Descripción Geológica de la Hoja 31d, La Matancilla, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional, Boletín 173, Buenos Aires.
- Greenough, J.D. y Dostal, J. 1992. Cooling history and differentiation of thick North Mountain basalt flow (Nova Scotia, Canada). *Bulletin of Volcanology* 55: 63-73.
- Groeber, P. 1946. Observaciones Geológicas a lo largo del meridiano 70. 1, Hoja Chos Malal. *Revista Sociedad Geológica Argentina* 1: 177-208.
- Gudnason, J., Holm, P.M., Sjøager, N. y Llambías, E.J. 2012. Geochronology of the late Pliocene to Recent volcanic activity in the Payenia back-arc volcanic province, Mendoza Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 37: 191-201.
- Hartley, M.E. y Thordarson, T. 2009. Melt segregations in a Columbia River Basalt lava flow: a possible mechanism for the formation of highly evolved mafic magmas. *Lithos* 112: 434-446.
- Helz, R.T. 1980. Crystallization history of Kilauea Iki lava lake as seen in drill core recovered in 1967-1979. *Bulletin of Volcanology* 43: 675-701.
- Helz, R.T. 1987. Differentiation behavior of Kilauea Iki lava lake, Hawaii: An overview of past and current work. En Mysen, B.O. (ed.): *Magmatic Processes: Physicochemical Principles*. Geochemical Society Special Publication 1: 241-258.
- Helz, R.T. y Thomber, C.R. 1987. Geothermometry of Kilauea Iki lava lake, Hawaii. *Bulletin of Volcanology* 49: 651-668.
- Hernando, I.R., Franzese, J.R., Llambías, E.J. y Petrinovic, I.A. 2014. Vent distribution in the Quaternary Payún Matrú Volcanic Field, western Argentina: Its relation to tectonics and crustal structures. *Tectonophysics* 622: 122-134.
- Hernando, I.R., Petrinovic, I.A., Llambías, E.J., D'Elia, L., González, P.D. y Aragón, E. 2016. The role of magma mixing and mafic recharge in the evolution of a back-arc quaternary caldera: The case of Payún Matrú, Western Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 311: 150-169.
- Inbar, M. y Risso, C. 2001. A morphological and morphometric analysis of a high density cinder volcanic field Payún Matrú, south-central Andes, Argentina. *Zeitschrift fuer Geomorphologie* 45: 321-343.
- James, D.E. y Sacks, I.S., 1999. Cenozoic formation of the Central Andes: A geophysical perspective. En: Skinner, B.J. (ed.), *Geology and Ore Deposits of the Central Andes*. Society of Economic Geology, Special Publication 7: 1-26.
- Kay, S.M., Gorrington, M. y Ramos, V. 2004. Magmatic sources, setting and causes of Eocene to Recent Patagonian plateau magmatism (36°S to 52°S latitude). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 556-568.
- Kay, S.M., Mancilla, O. y Copeland, P. 2006a. Evolution of the late Miocene Chachahuén volcanic complex at 37°S over a transient shallow subduction zone under the Neuquén Andes. En: Kay, S. M. y Ramos, V. A. (eds.), *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén basin (35°-39°S lat)*. Geological Society of America, Special Paper 407: 215-246.
- Kay, S.M., Burns, W.M., Copeland, P. y Mancilla, O. 2006b. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén basin. En: Kay, S.M., Ramos, V.A. (eds.), *Evolution of an Andean Margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat)*. Geological Society of America Bulletin, Special Paper 407: 67-96.
- Kuno, H. 1965. Fractionation trends of basalt magmas in lava flows. *Journal of Petrology* 6: 302-321.
- Kuritani, T., Yoshida, T., y Nagahashi, Y. 2010. Internal differentiation of Kutsugata lava flow from Rishiri Volcano, Japan: Processes and timescales of segregation structures' forma-

- tion. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 195: 57-68.
- Le Maitre, R.W. (ed.), 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., Sørensen, H. y Woolley, A.R. 2002. *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*, Cambridge University Press, 236 p., Cambridge.
- Llambías, E.J., Bertotto, G.W., Risso, C. y Hernando, I.R., 2010. El volcanismo cuaternario en el retroarco de Payenia: una revisión. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67: 278-300.
- Mazzarini, F., Fornaciai, A., Bistacchi, A. y Pasquaré, F.A. 2008. Fissural volcanism, polygenetic volcanic fields, and crustal thickness in the Payen Volcanic Complex on the central Andes foreland (Mendoza, Argentina). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9: Q09002.
- Merle, R., Caroff, M., Girardeau, J., Cotton, J. y Guivel, C. 2005. Segregation vesicles, cylinders, and sheets in vapor differentiated pillow lavas: Examples from Tore-Madeira Rise and Chile Triple Junction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 141: 109-122.
- Morimoto, N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine* 52:535-550.
- Pasquaré, G., Bistacchi, A., Francalanci, L., Bertotto, G.W., Boari, E., Massironi, M. y Rossotti, A. 2008. Very long pahoehoe inflated basaltic lava flows in the Payenia Volcanic Provinc (Mendoza and La Pampa, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 131-149.
- Philpotts, A.R. y Lewis, C.L. 1987. Pipe vesicles. An alternate model for their origin. *Geology* 15: 971-974.
- Philpotts, A.R., Carroll, M. y Hill, J.M. 1996. Crystal-mush compaction and the origin of pegmatitic segregation sheets in a thick flood-basalt flow in the Mesozoic Hartford Basin, Connecticut. *Journal of Petrology* 37: 811-836.
- Polanski, J. 1954. Rasgos geomorfológicos del territorio de la provincia de Mendoza. Ministerio Economía, Instituto Investigaciones económicas y tecnológicas, Cuadernos de investigaciones y estudios, 4. Ministerio de Economía del Gobierno de Mendoza, p. 4-10, Mendoza.
- Putirka, K.D. 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69: 61-120.
- Quidelleur, X., Carlut, J., Tchilinguirian, P., Germa, A. y Gillot, P.Y. 2009. Paleomagnetic directions from mid-latitude sites in the southern hemisphere (Argentina): contribution to time averaged field models. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 172: 199-209.
- Ramos, V.A. y Folguera, A. 2005. El origen de la Payenia (Mendoza sur y Norte de Neuquén): Evolución estructural y tectonomagmática de los Andes a estas latitudes. 16 Congreso Geológico Argentino, Actas 16:115-126, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. y Kay, S.M. 2006. Overview of the tectonic evolution of the Southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°–39°S latitude). En: Kay, S.M., Ramos, V.A. (eds.), *Evolution of an Andean Margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35–39°S)*. Geological Society of America, Special Paper 407: 1-18.
- Ramos, V.A., Litvak, V.D., Folguera, A. y Spagnuolo, M. 2014. An Andean tectonic cycle: from crustal thickening to extension in a thin crust (34°–37° SL). *Geoscience Frontiers* 5: 351-367.
- Risso, C., Németh, K., Combina, A.M., Nullo, F. y Drosina, M. 2008. The role of phreatomagmatism in a Plio-Pleistocene high-density scoria cone field: Llananelo Volcanic Field (Mendoza), Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 169: 61-86.
- Risso, C. y Aparicio, A. 2014. Estructuras de segregación en lavas basáltico-andesíticas de la isla Decepción (Antártida). *Geoacta* 39: 68-77.
- Rogan, W., Blake, S. y Smith, I. 1996. In situ chemical fractionation in thin basaltic lava flows: examples from the Auckland volcanic field, New Zealand, and a general physical model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 74: 89-99.
- Sanders, I.S. 1986. Gas filter-pressing origin for segregation vesicles in dykes. *Geological Magazine* 123: 67-72.
- Sigmarsson, O., Thordarson, T., y Jakobsson, S.P. 2009. Segregations in Surtsey lavas (Iceland) reveal extreme magma differentiation during late stage flow emplacement. *Studies in Volcanology: The Legacy of George Walker*, Special Publication IAVCEI 2: 85-104.
- Sisson, T.W. y Grove, T.L., 1993. Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113: 143-166.
- Smith, R.E. 1967. Segregation vesicles in basaltic lavas. *American Journal of Science* 265: 696-713.
- Stephenson, P.J., Zhang, M. y Spry, M., 2000. Fractionation modelling of segregations in the Toomba Basalt, north Queensland, Australia. *Journal of Earth Science* 47: 291-300.
- Tani, K., Orihashi, Y. y Nakada, S., 2002. Major and trace component analysis of silicate rocks using fused glass bead by X-ray Fluorescence spectrometer: Evaluation of analytical precision for third, sixth and eleventh dilution fused glass beads. *Technical Research Reports, Earthquake Research Institute, Universidad de Tokyo* 8: 26-36.
- Thordarson, T. y Self, S. 1998. The Roza Member, Columbia River Basalt Group: A gigantic pahoehoe lava flow field formed by endogenous processes? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 103: 27411-27445.
- Walker, G.P.L. 1987. Pipe vesicles in Hawaiian basaltic lavas: their origin and potential as paleoslope indicators. *Geology* 15: 84-87.
- Wilmoth, R.A. y Walker G.P.L. 1993. P-type and S-type pahoehoe: A study of vesicle distribution patterns in Hawaiian lava flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 55:129-142.
- Worster, M.G., 1997. Convection in mushy layers. *Annual Review of Fluid Mechanics* 29: 91-121.

Recibido: 30 de agosto, 2017

Aceptado: 21 de noviembre, 2017