

# ESTRUCTURAS DE SEGREGACIÓN VESICULADAS ALOJADAS EN COLADAS BASÁLTICAS PAHOEHOE DE PAYENIA, PROVINCIAS DE MENDOZA Y LA PAMPA, ARGENTINA: ASPECTOS MORFOGENÉTICOS Y PETROGRÁFICOS

Mauro I. BERNARDI<sup>1</sup>, Gustavo W. BERTOTTO<sup>1</sup> y Alexis D. PONCE<sup>1</sup>

<sup>1</sup> INCITAP (CONICET-Universidad Nacional de La Pampa), Santa Rosa. Email: mi\_bernardi@hotmail.com

## RESUMEN

Las estructuras de segregación vesiculadas comprenden cuerpos de variada geometría y dimensiones milimétricas a métricas con una vesiculación de entre el 20 y el 40 % alojados en los sectores internos de un flujo lávico. Estas resultan de la segregación y expulsión de un diferenciado residual rico en volátiles generado durante la cristalización de la colada. El residuo migra atravesando una red permeable de cristales gracias al mecanismo de filtrado por presión de gas. Según sus características microtexturales, las estructuras extraídas de coladas basálticas *pahoehoe* de Payenia fueron agrupadas en tres subtipos: afíricas de grano grueso, afíricas de grano fino y porfíricas a intergranulares. Los términos de grano grueso se asocian a la presencia de iddingsita de alta temperatura en el olivino del basalto hospedante y la textura diktitaxítica es un rasgo petrográfico común de todas las coladas muestreadas. Ambos aspectos constituyen la evidencia de una importante participación de fluidos, posiblemente de origen magmático, durante la formación de estas estructuras. Se describieron cuatro tipos de estructuras: mantos de vesículas, láminas de vesículas, cilindros de vesículas y vesículas de segregación, las cuales fueron agrupadas según su morfogénesis, en categorías propuestas en trabajos previos basadas en el espesor del flujo lávico hospedante. El origen de las estructuras mantiformes estaría asociado a la dispersión de cilindros de vesículas debajo de un frente de solidificación. La tasa de enfriamiento de la colada está regulada por el espesor del flujo, lo que a su vez condiciona la permanencia o dispersión total de las estructuras cilíndricas.

**Palabras clave:** *Cilindros de vesículas, Mantos de vesículas, Vesículas de segregación, Basaltos*

## ABSTRACT

*Vesiculated segregation structures hosted in pahoehoe basaltic lava flows of Payenia, Mendoza and La Pampa provinces, Argentina: petrographic and morphogenetic features*

Vesiculated segregation structures comprise varied geometry bodies with millimetric to metric dimensions and vesiculation values varying between 20 and 40 %, hosted within internal sector of a lava flow. These structures resulted from segregation and migration of a residual differentiated liquid generated during the crystallization of the flow. The residuum migrates towards a permeable network of crystals thanks to a gas filter-pressing mechanism. According to their micro-texture, vesiculated structures sampled from *pahoehoe* basaltic lava flows of Payenia Volcanic Province were classified into three subtypes: 1) aphyric coarse-grained textured; 2) aphyric fine-grained textured and 3) porphyritic to intergranular textured. The coarse-grained textures are associated with the presence of high temperature iddingsite altering olivine crystals in the host rock and the diktytaxitic texture is a common petrographic feature observed in all sampled lava flows bearing vesicular structures. These features would be indicating an important participation of fluids during the formation of the structures. Four types of structures were described: thick vesicle sheets, thin vesicle sheets, vesicle cylinders and segregation vesicles, which were grouped regarding to their morphogenesis into three categories proposed in previous works, which are based on the thickness of host lava flow. The origin of the vesicle sheets would be linked with the spreading of vesicle cylinders under a solidification front. Cooling rates are controlled by the thickness of the lava flow which in turn control the permanence or total dispersion of the cylinders.

**Keywords:** *Vesicle cylinders, Vesicle sheets, Segregation vesicles, Basalts*

## INTRODUCCIÓN

Durante la solidificación de coladas de lava basáltica se produce la exsolución de

volátiles y la segregación de líquidos residuales que se acumulan en los intersticios de la malla cristalina. Estos productos posteriormente migran en conjunto

y se emplazan en diferentes sectores internos del flujo, dando lugar a estructuras verticales a subverticales con morfologías cilíndricas (*vesicle cylinders*, Kuno 1965,

Goff 1977, 1996) y mantiformes o laminares horizontales a subhorizontales (*vesicle sheets*, Kuno 1965, Caroff 2000). Con frecuencia este residuo es forzado a migrar hacia el interior de burbujas formadas previamente, dando lugar a vesículas de segregación (*segregation vesicles*, Smith 1967, Anderson *et al.* 1984, Bacon 1986, Caroff *et al.* 1997, 2000). Otros rasgos mencionados en la literatura comprenden las denominadas *pipe vesicles* las cuales se forman por la exsolución de gases propios del magma durante el avance del frente solidificación inferior de la colada (Philpotts y Lewis 1987). Caroff *et al.* (2000) agruparon a las *pipe vesicles* dentro de un tipo de vesículas de segregación (*segregation pipe vesicles*) mientras que Philpotts y Lewis (1987) las diferenciaron de éstas últimas ya que las *pipe vesicles* carecen de material de segregación.

Por lo general los modelos propuestos para la génesis y emplazamiento de las estructuras de segregación vesiculadas se basan en la aparición de un residuo diferenciado el cual comienza a generarse una vez que ha cesado el movimiento de la colada y los valores de cristalización del núcleo lávico se encuentran entre el 35 y el 50 % aproximadamente (Rogan *et al.* 1996, Philpotts *et al.* 1996, Caroff *et al.* 2000, Merle *et al.* 2005). Goff (1977, 1996) planteó que los cilindros de vesículas resultan de la segregación y ascenso de un residuo diferenciado enriquecido en volátiles el cual se genera en el interior de un flujo lávico sobresaturado en agua. Este líquido residual se movilizaría a través de una red de cristales porosa y permeable gracias a un gradiente de presión generado por un mecanismo denominado diferenciación de vapor (*vapor differentiation*) (Goff 1977, 1996, Sanders 1986, Puffer y Horter 1993, Caroff *et al.* 1997, 2000) descrito también como filtrado por presión de gas (*gas filter-pressing*) (Anderson *et al.* 1984, Sanders 1986, Manga y Stone 1994, Rogan *et al.* 1996). Según Goff (1996) los cilindros de vesículas ascienden como un diapiro de líquido residual + burbujas hasta su encuentro con un frente de enfriamiento. Esto resultaría en la expansión lateral del diapiro por

debajo del mismo, dando lugar a estructuras horizontales mantiformes. Costa *et al.* (2006) plantearon que la formación y el ascenso de los cilindros de vesículas están vinculados con la inestabilidad gravitacional (Rayleigh-Taylor) de una capa de líquido residual vesiculado flotante formada sobre la zona de segregación del mismo. Greenough y Dostal (1992) postularon que las estructuras mantiformes se forman a partir de un líquido residual que rellena fracturas horizontales generadas en el interior de una matriz de cristales como consecuencia del hundimiento de la misma y de la contracción térmica asociada al enfriamiento de la colada. Por otro lado, Philpotts *et al.* (1996) sugirieron que en flujos de lava de gran espesor (> 70 metros) los mantos de vesículas podrían formarse por relleno de fracturas a partir de un líquido diferenciado que migró hacia los sectores superiores como resultado de la compactación de los sectores inferiores. Caroff *et al.* (1997, 2000) plantearon una génesis por procesos de diferenciación con fluidos conteniendo un exceso de vapor de agua y relacionaron la morfología de estas estructuras con el espesor de la colada que las contiene.

Por otra parte, Goff (1996) señaló que los basaltos que hospedan este tipo de estructuras exhiben con frecuencia dos rasgos petrográficos característicos. El primero de ellos comprende la textura diktitaxítica caracterizada por microporos en la pasta de la roca formados durante la cristalización del núcleo de la colada como resultado de la exsolución de vapor de agua en el líquido residual y la posterior expulsión de este último. El segundo aspecto está determinado por una variedad de iddingsita que afecta a los olivinos a temperaturas magmáticas, denominada iddingsita de alta temperatura (Goff 1996, Caroff 1997). La misma está compuesta por una mezcla íntima de ortopiroxeno, maghemita, hematita, cristobalita y sílice amorfa (Goff 1977). El mismo autor sugirió que esta última se forma bajo condiciones de alta fugacidad de oxígeno como resultado del enriquecimiento en agua del magma. La iddingsita de alta temperatura se observa principalmente en las porciones

internas y cerca de la periferia del mineral y está ausente en las fracturas, donde es común la iddingsita de baja temperatura, ya que esta fracturación resulta de la contracción térmica durante el enfriamiento de la colada. Cuando los cristales de olivino están afectados por iddingsita de alta temperatura, estos presentan sobrecrecimientos de olivino fresco alrededor de la zona alterada, lo cual indica que los cristales continuaron creciendo con posterioridad a la alteración. Según Goff (1996) este último aspecto sería el resultado de la caída de la fugacidad de oxígeno como consecuencia de la liberación de volátiles durante el proceso de vesiculación secundaria de la colada, la que posteriormente da origen a las estructuras de segregación. El objetivo de este trabajo es describir, clasificar e indicar una posible génesis para estas estructuras, contenidas en cinco coladas basálticas emplazadas en la región centro-este y sureste de Payenia, en base a sus caracteres morfogenéticos macroscópicos y petrográficos.

## MARCO GEOLÓGICO

### Provincia Volcánica Payenia

La Provincia Volcánica Payenia (Polanski 1954) comprende un extenso plateau basáltico localizado al pie de la Cordillera de los Andes, en el sector centro-oeste de la Argentina. Abarca el área centro-sur de la provincia de Mendoza, norte de la provincia de Neuquén y oeste de la provincia de La Pampa, entre los 33° 40'S y 38°S, y se encuentra emplazada a una distancia aproximada de entre 460 y 540 km al este de la fosa de Chile. A partir de relevamientos de campo (Groeber 1946, González Díaz 1979, entre otros) y dataciones radimétricas 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) se conoce que Payenia registra una actividad ígnea continua desde el Mioceno hasta el Holoceno, con una pausa entre el Mioceno tardío y el Plioceno temprano. Durante el Mioceno, la actividad volcánica en esta región del retroarco andino, se produjo en el

marco de un régimen tectónico comprensivo como resultado de una etapa de subducción de bajo ángulo de la placa de Nazca (Ramos y Folguera 2005, Ramos y Kay 2006). Desde el Plioceno hasta el Holoceno, un régimen extensional se desarrolló como consecuencia del empujamiento gradual de la placa, lo cual produjo la migración progresiva del arco volcánico hacia el oeste (Kay *et al.* 2006a, b, Ramos y Kay 2006, Folguera *et al.* 2009, Gudnason *et al.* 2012). Este contexto tectónico permitió el ascenso de material astenosférico que dio lugar al volcanismo homogéneo característico de esta región (Bermúdez *et al.* 1993, James y Sacks 1999, Inbar y Risso 2001, Kay *et al.* 2004, 2005, Ramos y Folguera 2005).

Payenia comprende la Provincia Ígnea Neógeno-Cuaternaria más grande de Sudamérica con más de 800 conos monogenéticos (Inbar y Risso 2001, Bertotto *et al.* 2006, Risso *et al.* 2008, Mazzarini *et al.* 2008, Folguera *et al.* 2009). Las rocas son de composición principalmente basáltica a andesítica, con tendencias geoquímicas de arco e intraplaca (Kay *et al.* 2006, Ramos y Kay 2006, Bertotto *et al.* 2009). Payenia ha sido dividida en varios campos volcánicos en función de aspectos geográficos y geoquímicos (Bermúdez *et al.* 1993, Llambías *et al.* 2010, Ramos y Folguera 2011, Gudnason *et al.* 2012). Los principales campos fueron denominados: Diamante, Nevado, Llancanelo, Payún Matru, Chachahuén, Auca Mahuida y Tromen.

El área de estudio se encuentra localizada a lo largo del sector limítrofe de las provincias de La Pampa y Mendoza y está representada por una planicie lávica constituida por coladas *pahoehoe* con disposición noroeste-sureste. En el sector sur del área de estudio, las unidades basálticas se desplazaron sobre formaciones sedimentarias cretácicas y terciarias pertenecientes a la Cuenca Neuquina (Jurásico-Paleógeno), sobre rocas volcánicas terciarias y cuaternarias previas y sobre sedimentos cuaternarios. En el sector norte, las coladas se movilizaron principalmente sobre formaciones del Carbonífero y del límite Pérmico-Triásico, correspondientes

a las areniscas marinas de la Formación Agua Escondida y a las unidades ígneas mesosilíceas del Grupo Choyoi, respectivamente.

### Coladas basálticas relevadas

La recolección de muestras de estructuras de segregación se llevó a cabo en coladas que fueron extruidas desde volcanes localizados en tres de los campos volcánicos de Payenia.

*Colada basáltica El Huaico:* La colada lávica El Huaico (1 en Fig. 1a) comprende la colada más septentrional relevada en el área de estudio. Se sitúa en territorio pampeano, 25 km al noroeste de la localidad de La Humada. El centro de efusión de la misma comprende el denominado volcán Negro localizado en el sector sudeste del Campo Volcánico del Nevado, a los 36° 08' 50" de latitud sur y 68° 10' 26" de longitud oeste.

Este derrame lávico se observa como un manto de espesor uniforme y con marcada dispersión lateral. El cuerpo de lava cubrió una superficie aproximada de 72 km<sup>2</sup>, desplazándose con rumbo principal hacia el noreste y alcanzando una longitud máxima de 11,7 km (Fig. 1a).

*Colada basáltica Medialuna Oriental:* Las coladas La Medialuna (2 en Fig. 1a) comprenden un conjunto de derrames lávicos simples y compuestos que conforman un pequeño campo lávico emplazado en el sector sur del Campo Volcánico del Nevado. Estas coladas tuvieron varios centros de emisión de los cuales el principal se encuentra representado por el volcán Los Corrales, localizado en el departamento Malargüe a unos 7 km al suroeste de la localidad de Agua Escondida. Dentro de este grupo de coladas, la de mayor importancia en cuanto a extensión y volumen corresponde a la aquí denominada Medialuna Oriental (MLO en Fig. 1a). El origen de este flujo lávico se encuentra localizado en el sector interno de una estructura semi-elíptica, elongada en sentido noroeste-sureste, situada inmediatamente al este del volcán Los Corrales y conformada por un apilamiento de hasta 4 coladas lávicas mantiformes buzantes hacia el centro de la misma. La colada

Medialuna Oriental comprende un flujo simple, con un espesor que varía entre 10 y 15 m, el cual se desplazó principalmente con sentido oeste-este, alcanzando una longitud de 13 km y un área mínima de cobertura de 12,5 km<sup>2</sup>. Presenta morfología elongada en planta, marcada por una trayectoria levemente curvilínea, en la que se observa un flujo central principal cuyo perfil transversal muestra techo plano y márgenes de buzamientos suaves, flanqueado por lóbulos laterales de disposición subperpendicular a la dirección del flujo principal (Fig. 1a).

*Colada basáltica Pampa de Luanco:* La colada Pampa de Luanco (7 en Fig. 1b) representa el flujo lávico individual con mayor extensión longitudinal y superficial del presente estudio. Su recorrido de 122 km inició en el cuadrante noreste del Campo Volcánico Chachahuén, en la provincia de Mendoza y culminó en el valle del río Colorado en la provincia de La Pampa. El Campo Volcánico Chachahuén comprende el único complejo ígneo del Mioceno tardío situado en el sector central de la Cuenca Neuquina (Homberg 1962, González Díaz 1979, Linares y González 1990, Kay 2001, Kay y Mancilla 2001, Kay *et al.* 2006a, Kay *et al.* 2006b). Sus afloramientos más antiguos se encuentran bien expuestos en las zonas centrales más elevadas de la sierra de Chachahuén, mientras que al pie de la misma se localizan conos volcánicos monogenéticos y coladas basálticas de edad plioceno-cuaternaria. Dentro de estas últimas se ubican las lavas de la colada Pampa de Luanco (Fig. 1b). Esta efusión lávica se movilizó inicialmente como un flujo único con rumbo sureste en su tramo proximal y este en su tramo medio. En su sector distal la misma se subdividió en dos grandes brazos que continuaron desplazándose paralelamente en dirección sureste. Estos últimos presentan elevaciones medias de entre 2 y 8 metros sobre el terreno. Las lavas de la colada Pampa de Luanco cubrieron una superficie mínima aproximada de 1000 km<sup>2</sup>.

*Colada basáltica El Corcovo:* La colada El Corcovo (8 en Fig. 1b) comprende un flujo individual y el segundo de mayor longitud de los flujos lávicos estudiados. Tie-

ne como fuente de extrusión al volcán Huanul el cual comprende un edificio en escudo con un cráter de 4 km de diámetro medio y 20 m de altura sobre el terreno circundante. Este se encuentra situado en el sector central del Campo Volcánico Río Colorado, en la región sur de la Provincia Volcánica Payenia, a los 37° 17' S y 68° 32' O (Fig. 1b).

Se determinaron al menos 8 unidades lávicas aflorantes emitidas por el volcán Huanul, de las cuales la colada El Corcovo comprende la más antigua y la de mayor desarrollo areal y longitudinal. Se caracteriza por presentar numerosas estructuras generadas por acumulación de lava en gran parte de su recorrido, entre ellas, túmulos y elevaciones de techo plano las cuales evidencian la actuación del proceso de inflación durante el emplazamiento de esta colada (Bernardi *et al.* 2015). La colada El Corcovo alcanzó una distancia de 70 km y cubrió un área mínima aproximada de 415 km<sup>2</sup>. En su sector distal presenta el mayor desarrollo vertical, con 10 metros de espesor.

*Colada basáltica Arroyo Seco:* El flujo lávico Arroyo Seco (9 en Fig.1b) corresponde a un pequeño derrame emitido por el volcán Huanul situado sobre el sector suroeste del mismo. Este se desplazó unos 4,5 km con sentido principal hacia el suroeste, abarcando un área aproximada de 10 km<sup>2</sup>. Un corte transversal del sector medio del cuerpo principal de la colada exhibe un perfil cóncavo, mientras que su morfología en planta es irregular y asimétrica. Esta colada exhibe localmente estructuras de hinchamiento por acumulación de lava y presenta espesores aflorantes de entre 1 y 4 metros. Estratigráficamente se ubica por encima de la colada El Corcovo (Fig. 1b).

## ASPECTOS MACROSCÓPICOS

### Basalto hospedante

Las coladas estudiadas se encuentran conformadas por un basalto porfírico, con fenocristales de olivino de hasta 0,4 cm con pasta afanítica y estructura masiva a vesicular. Las mismas exhiben perfiles con

un patrón en la distribución de la población de vesículas determinado por un sector vesicular superior que abarca entre el 30 y el 50 % del espesor total del flujo y un sector vesicular basal de menor desarrollo. Estos sectores vesiculares externos encierran un núcleo relativamente masivo en el que se alojan las estructuras de segregación (Fig. 2a).

El sector vesicular superior representa la corteza que se forma por enfriamiento durante el emplazamiento de la colada, el cual aloja las burbujas que escapan de las zonas internas de la misma (Fig. 2b). Desde el techo del flujo hacia el núcleo de la colada este sector suele exhibir un cambio gradual en la abundancia y diámetro de las vesículas, pasando desde un 30 a 40 % en volumen con vesículas pequeñas (~0,5 a 1 cm) de geometría esférica a una vesiculación de entre el 20 y 30 % con un aumento general en el tamaño promedio de las mismas (~1 a 2 cm). Las vesículas en general pueden presentar relleno parcial a total de carbonatos, sulfatos o sílice. El sector vesicular inferior comprende una corteza delgada con una vesiculación estimada del 20 al 30 % con vesículas pequeñas y elípticas. En estos sectores, la base de las coladas se caracteriza por la presencia de *pipe vesicles*. Las mismas están formadas por un cuerpo cilíndrico curvilíneo y hueco con longitudes de entre 10 y 15 cm y secciones transversales circulares de hasta 3 cm de diámetro. Suelen presentar rellenos de precipitados carbonáticos y una disposición sub-perpendicular a la base de la colada, inclinadas según la dirección de avance de la misma (Fig. 2c). La porción basal del sector vesicular inferior presenta una estructura escoriácea con repliegues y estriaciones producidas por la fricción del flujo sobre el sustrato.

### Estructuras de segregación vesiculadas

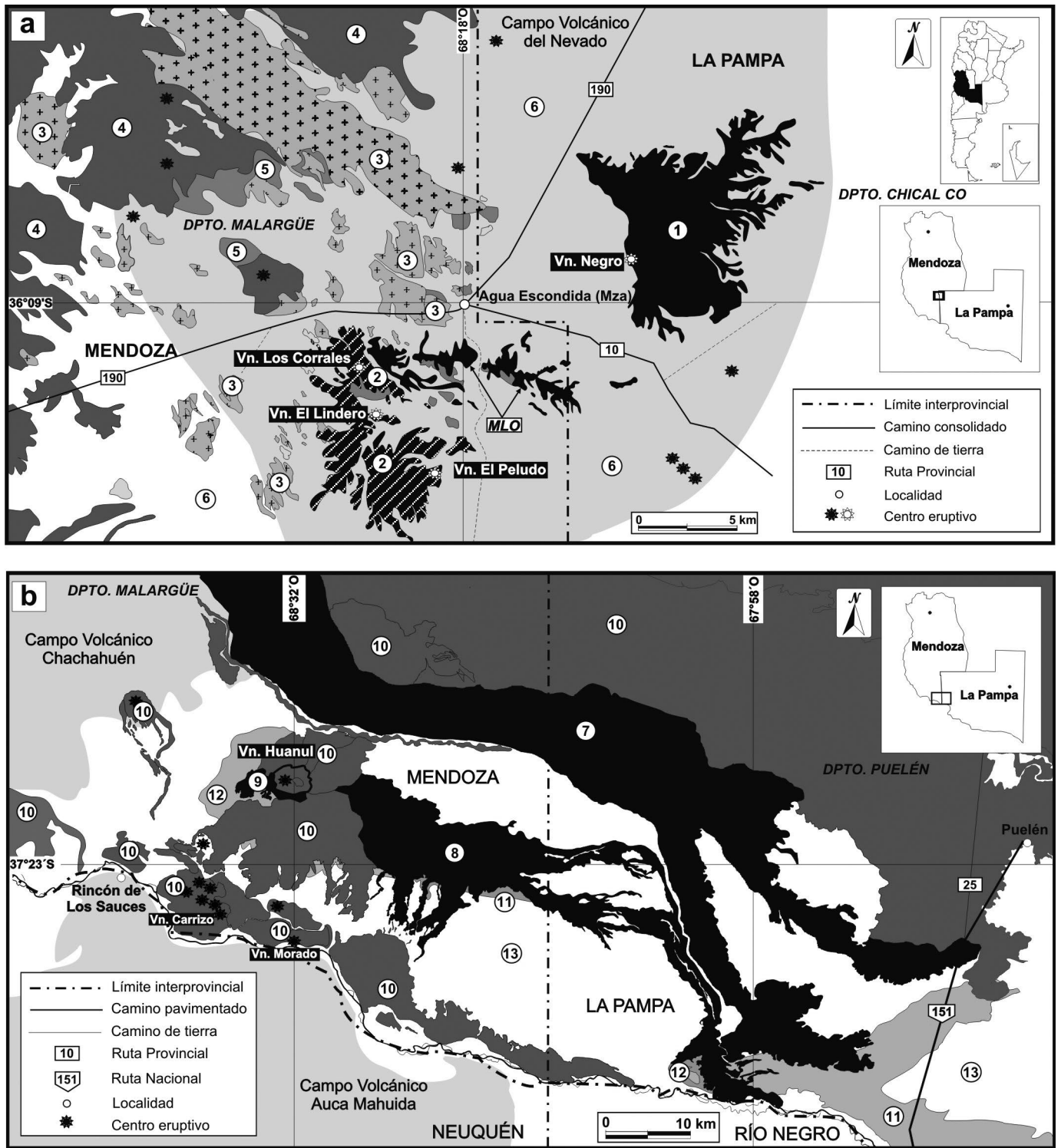
Las estructuras de segregación observadas exhiben una vesiculación que varía entre 20 y 40 %. Los cilindros presentan morfologías principalmente diapíricas a lenticulares; son elongados, de traza recta o curva y exhiben longitudes medias que varían entre 0,4 y 1,5 m (Figs. 3a, 3b). Las

secciones transversales presentan geometrías circulares a subcirculares con diámetros variables entre 5 y 15 cm (Fig. 3c). La disposición de los cilindros es vertical a sub-vertical. Los mantos de vesículas se disponen de manera horizontal o subhorizontal y exhiben geometrías tabulares con espesores de entre 3 y 20 cm. Por lo general estas estructuras se caracterizan por una continuidad lateral notable, del orden de la decena de metros, manteniendo un grosor casi constante, pudiendo culminar en el margen de la colada o bien bruscamente en un sector interno de la misma (Fig. 3d). Las láminas de vesículas se diferencian de los mantos en que las mismas se encuentran conformadas por un único plano de vesículas elongadas. Pueden presentarse aisladas o más frecuentemente en grupos con arreglos subparalelos en los cuales las láminas de vesículas se encuentran separadas por tabiques de basalto masivo o de muy baja vesiculación (Figs. 3e, 3f). Un aspecto en común de muchas de las estructuras vesiculares observadas, es un borde nítido e irregular conformado por un tren de vesículas muy delgadas o una delgada fractura que separa a la estructura del basalto hospedante. Ocasionalmente se observa un patrón en la distribución de tamaños de las vesículas, caracterizado por un aumento en el diámetro de las mismas hacia los sectores internos de las estructuras, el cual varía en un rango de entre 0,3 y 1,5 cm. Los mantos y láminas de vesículas aparecen emplazados principalmente en los sectores centrales y superiores del núcleo masivo y pueden o no presentarse asociados a cilindros de vesículas. Las vesículas de segregación se localizan en el interior de las estructuras vesiculadas y presentan geometrías subsféricas y diámetros de hasta 3 mm. Ocasionalmente las mismas pueden aparecer incluidas en el basalto que aloja a las estructuras.

## APECTOS MICROSCÓPICOS

### Petrografía del basalto hospedante

*Coladas El Huaico y Medialuna Oriental (zona norte):* La petrografía del basalto hospedante analizado muestra similitudes en

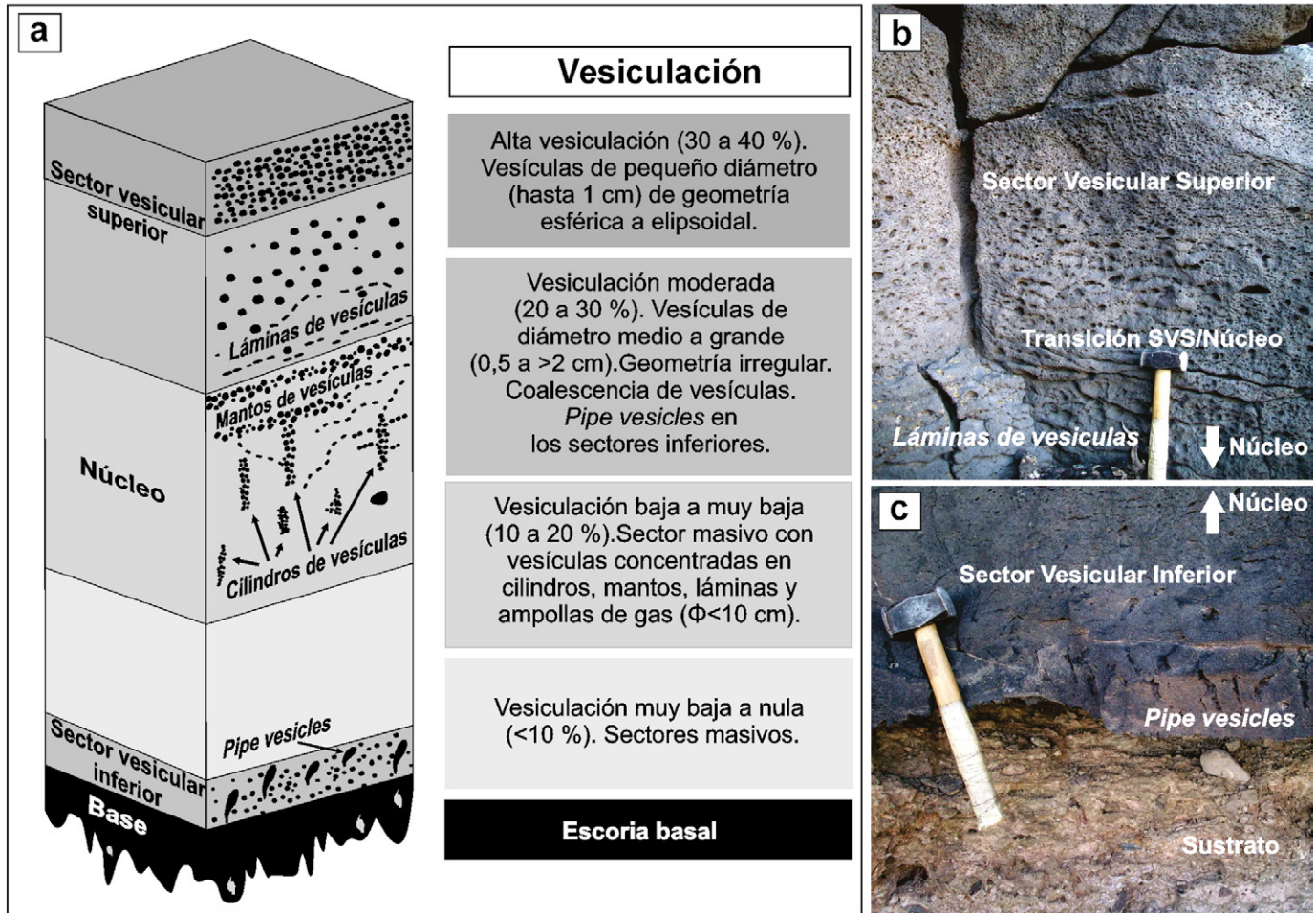


**Figura 1:** Área de estudio. a) Mapa de la zona norte. Referencias: Coladas basálticas relevadas: (1) El Huaico, (2) La Medialuna (colada Medialuna Oriental: MLO). Otras litologías: (3) Gr. Choiyoi (Pm-Tr), (4) Otras coladas basálticas, (5) Fm. Agua Escondida (Carbonífero superior), (6) Sedimentos modernos; b) Mapa de la zona sur. Referencias: Coladas basálticas relevadas (7) Pampa de Luanco, (8) El Corcovo, (9) Arroyo Seco, (10) otras coladas basálticas, (11) Sedimentitas terciarias, (12) Sedimentitas cretácicas, (13) Sedimentos modernos.

estas dos coladas. Las texturas son pofíricas a glomeroporfíricas, con fenocristales euhedros y subhedros de olivino (5-7 %)

cuyos tamaños varían entre 1,5 y 3 mm, microfenocristales subhedrales de plagioclasa ( $An_{44-55}$  según mediciones ópticas)

con longitudes de hasta 0,9 mm y fenocristales subhedrales de clinopiroxeno (2-12 %) con hábitos columnares e irregu-



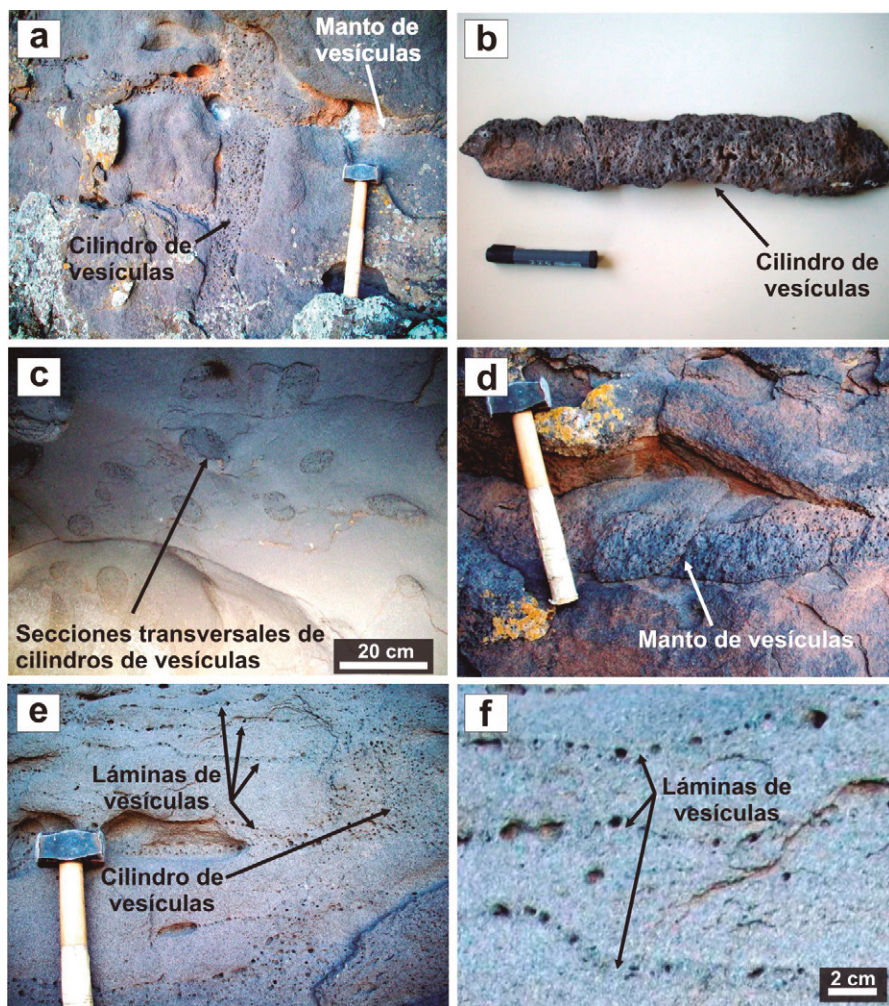
**Figura 2:** Características de las coladas a escala de afloramiento. a) Perfil típico y patrón de distribución de zonas vesiculares y masivas; b) En el sector vesicular superior (SVS) se observa una gradación a mayores tamaños y menor cantidad de vesículas hacia el núcleo de la colada. En la zona de transición SVS/núcleo aparecen las primeras láminas de vesículas; c) Sector vesicular inferior con menor desarrollo que el SVS y presencia de *pipe vesicles*.

lares y tamaños que varían entre 1 y 2,5 mm (Fig. 4a). Las pastas son holocristalinas e intergranulares, con entre 10 y 12 % de poros diktitaxíticos. Están conformadas por un agregado afieltrado de microlitos de plagioclasa cuyos intersticios se encuentran ocupados por clinopiroxeno, minerales opacos polihedrales ecuanter y en menor medida olivino anhedral. En las muestras con fenocristales de clinopiroxeno bien desarrollados se observan texturas subofíticas a ofíticas. Los cristales de olivino presentan texturas esqueletales y reemplazo parcial a total de iddingsita de baja temperatura y de alta temperatura, con predominio de esta última. La iddingsita de baja temperatura se encuentra afectando los bordes y *parting* de los cristales (Fig. 4b) mientras que los fenocristales alterados a iddingsita de al-

ta temperatura se caracterizan por presentar un sector central parcial a totalmente oxidado, rodeado por delgados sobrecrecimientos de olivino fresco y fracturas desprovistas o parcialmente afectadas por la alteración. A partir de sus características ópticas se determinó que estos anillos de olivino presentan un contenido ferrífero mayor que el olivino del núcleo y muchas veces presentan reemplazo a óxidos de hierro (Fig. 4c). Mediante el conteo modal de minerales máficos se determinó que los basaltos de estas dos coladas presentan un índice de color aproximado de entre 41 y 43 % (mesocrático).

*Coladas El Corcovo, Arroyo Seco y Pampa de Luanco (zona sur):* La textura global es la porfírica, principalmente en las dos primeras (Fig. 4d) mientras que en la colada Pampa de Luanco la textura presenta una

tendencia hacia la variedad seriada. Los sectores del núcleo y la corteza vesicular superior exhiben pastas holocristalinas, intergranulares y afieltradas, con menores apariciones de microtexturas subofíticas. Los fenocristales están representados principalmente por olivino (5-15 %) y plagioclasa (15-30 %) y en menor medida por clinopiroxeno (< 5-10 %). El olivino presenta individuos subhedros a euhedros de hasta 2,5 mm en las coladas El Corcovo y Arroyo Seco, mientras que en la colada Pampa de Luanco no superan los 0,7 mm (Fig. 4d). Exhibe con frecuencia pequeñas inclusiones de minerales opacos equidimensionales correspondientes al grupo del espinelo. A partir del porcentaje modal de máficos se determinó un índice de color de entre 47 y 48 % (mesocrático) para estos basaltos. En las coladas El Corco-



**Figura 3:** Morfología de las estructuras de segregación vesiculadas. a) Cilindro de vesículas del cual derivan estructuras mantiformes; b) Muestra de un cilindro de vesículas completo; c) Secciones transversales de cilindros de vesículas; d) Manto de vesículas; e) Láminas de vesículas horizontales que se originan en un cilindro de vesículas; f) Detalle de láminas de vesículas.

vo y Arroyo Seco la alteración iddingsítica del olivino es leve y de baja temperatura observándose principalmente en bordes y fracturas, mientras que en la colada Pampa de Luanco la misma es más acentuada y correspondiente a la variedad de alta temperatura. La plagioclasa se observa en tablas subhedrales, levemente alteradas, con disposición subparalela entre ellas y tamaños que varían entre 2,5 y 6 mm; el clinopiroxeno es de tipo augítico y se presenta con fenocristales y microfeno-cristales subhedrales-columnares o anhedrales con tamaños que no superan los 1,5 mm. Las pastas por lo general presentan microlitos de plagioclasa subhedral y abundante clinopiroxeno anhedral e intersticial, mientras que en menor propor-

ción aparece olivino subhedral. Los accesorios más comunes son la apatita acicular y los minerales opacos de grano fino. Las pastas presentan textura diktitaxítica representada por microporos de geometría irregular con una abundancia aproximada de entre 9 y 11 % (Fig. 4d y e).

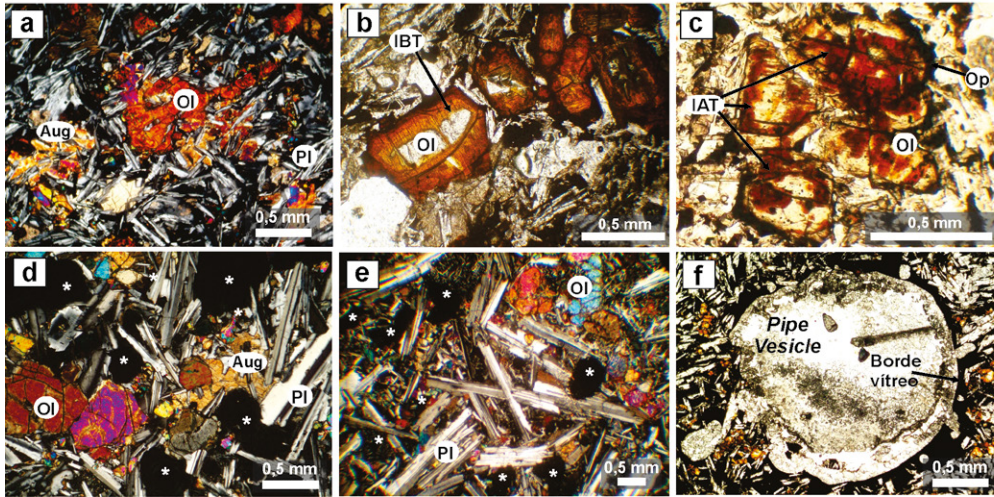
En las regiones vesiculares basales de los flujos lávicos la microtextura es hialocrystalina porfirica a glomeroporfirica con fenocristales de olivino y plagioclasa. Las pastas son de tipo intersertal a hialoofítica conformadas por microlitos de plagioclasa, olivino, minerales opacos y vidrio de tipo taquilítico, levemente alterado.

Cuando se presentan *pipe vesicles* las mismas se caracterizan por exhibir paredes vítreas de hasta 0,5 mm de espesor (Fig.

4f) las cuales contienen delgados microlitos de plagioclasa con texturas de enfriamiento rápido como las “colas de golondrina” o crecimientos radiales. El margen vítreo incluye también finos cristales aciculares de plagioclasa y/o minerales opacos con disposición perpendicular a los bordes del mismo. En este trabajo se sigue el criterio de Philpotts y Lewis (1987) en cuanto a que este tipo de rasgos no corresponden a estructuras de segregación.

### Estructuras de segregación vesiculadas: petrografía y clasificación

La petrografía de las estructuras vesiculares presenta variaciones en la moda mineral y en la microtextura con respecto al basalto hospedante, como así también, entre las estructuras vesiculares de las diferentes coladas. En cuanto a este último aspecto se presentan tres subtipos: subtipo A: estructuras vesiculares aféricas de grano grueso (holocrystalina), subtipo B: estructuras vesiculares aféricas de grano fino (hialocrystalina e intersertal) y subtipo C: estructuras vesiculares porfiricas a intergranulares. El subtipo A fue observado en mantos de vesículas de las coladas El Huaico y Medialuna Oriental. El mismo se caracteriza por la disminución en la abundancia de olivino (< 2 %) y por un notable aumento del porcentaje modal de clinopiroxeno (15-20 %), minerales opacos y apatita acicular en relación al basalto hospedante. Presentan texturas de granulometría más gruesa que la de su hospedante conformadas por un mosaico holocrystalino, inequigranular e hipidiomórfico de cristales tabulares de plagioclasa poiquilitica ( $An_{42-43}$ ) (Figs. 5a, 5b). Esta última exhibe maclas de albita, Carlsbad y combinadas, tamaños de hasta 6 mm y abundantes inclusiones de clinopiroxeno, minerales opacos (grupo del espinelo), apatita acicular y en menor medida, olivino. También pudo identificarse un feldespato alcalino (anortoclasa), presente en pocos individuos subhedrales con finas maclas del tipo albita-periclino, formando parte del mosaico crystalino. Por otra parte, el clinopiroxeno está representado por cristales subhedros y euhedros de hasta 3,5 mm, con formas co-



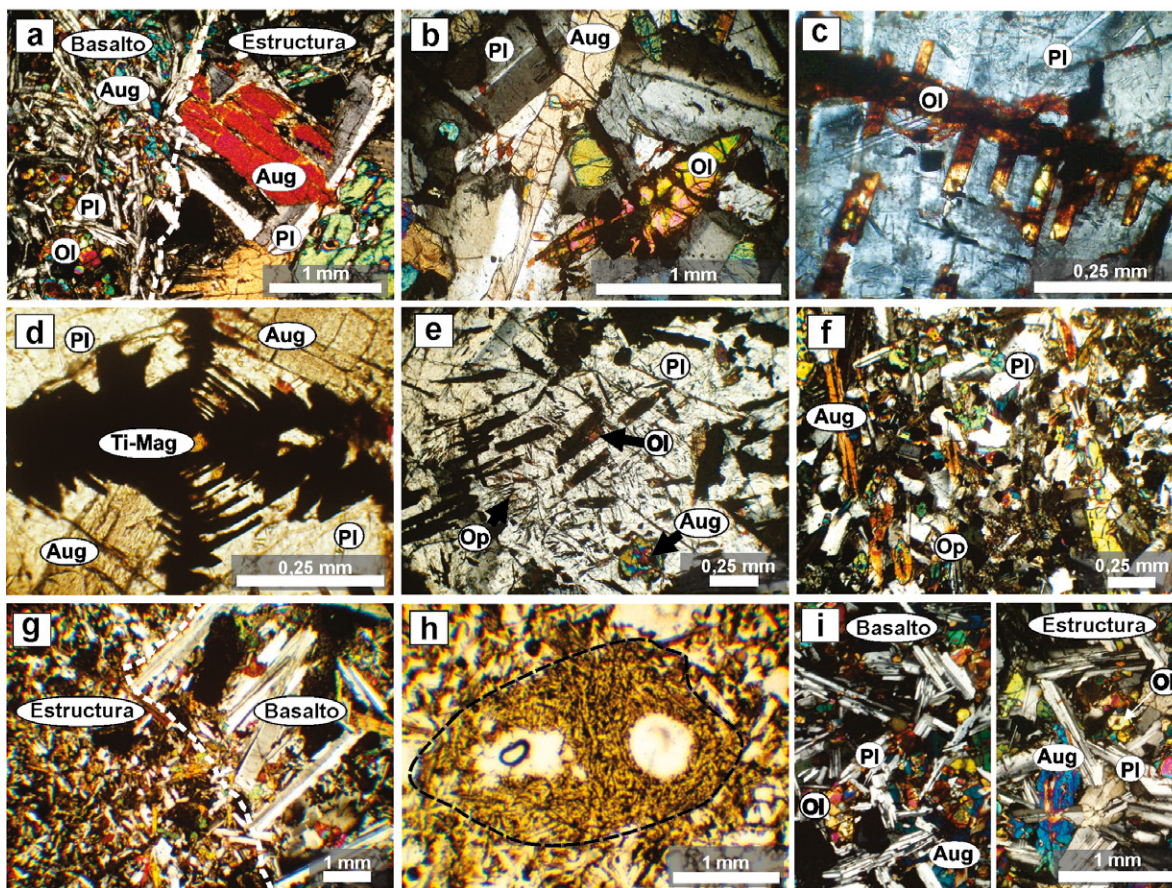
**Figura 4:** Petrografía del basalto hospedante. a) Fenocristales de olivino (Ol) esqueletal alterado a iddingsita y de augita (Aug) en pasta holocristalina de plagioclasa (Pl), augita, minerales opacos y olivino; b) Fenocristales de olivino con reemplazo parcial a total de iddingsita de baja temperatura (IBT); c) Fenocristales de olivino con alteración iddingsítica de alta temperatura (IAT) en el núcleo y sobrecrecimientos de olivino fresco; d) Textura seriada e intergranular de grano fino a medio con plagioclasa, augita, olivino, opacos y poros diktitaxíticos (indicados con \*); e) Fenocristales de plagioclasa y olivino en pasta intergranular con poros diktitaxíticos (\*); f) *Pipe vesicle* sin rellenos secundarios y con borde vítreo conteniendo cristales de la pasta.

lumnares a prismáticas. Se identificaron dos tipos de clinopiroxeno; una variedad dominante representada por augita, con colores pardos a rosados y una segunda variedad subordinada de color verde oscuro a claro (aegirina) muchas veces conformando los sectores marginales de los cristales de augita. El olivino es euhedro a subhedro, con tamaños de hasta 1,5 mm y se presenta con mayor frecuencia en individuos con formas prismáticas de crecimiento paralelo (Fig. 5c) e individuos pseudo-hexagonales esqueletales. Es de tipo fayalítico y en ocasiones presenta bordes reemplazados por óxidos de hierro. La alteración iddingsítica en los olivinos de las estructuras diferenciadas no es tan acentuada como en los del basalto hospedante, siendo con mayor frecuencia de baja temperatura. El mineral opaco predominante es la titanomagnetita, la cual está representada por individuos de forma acicular a prismática con longitudes de hasta 2 mm y secciones pseudo-hexagonales con crecimiento esqueletal-cruciforme (Fig. 5d). Con frecuencia los cristales aciculares de opacos se presentan acompañando al olivino prismático, en conjuntos con desarrollo paralelo, posiblemente orientados a favor de los planos de crecimiento de la plagioclasa que los contiene. Los minerales opacos también se agrupan con arreglos vermiformes y radiales en el interior de los poiquilocristales (Fig. 5e). El subtipo B fue hallado en la colada Arroyo Seco. El cilindro analizado se caracteriza por una microtextura

afírica de grano más fino que la del basalto hospedante (Fig. 5f). El clinopiroxeno augítico es el mafto más abundante (30-35 %) con cristales subhedrales columnares (hasta 0,2 mm) y prismáticos (0,9 a 1,5 mm) con texturas esqueletales. No se observó aegirina en este subtipo de cilindros. La plagioclasa también es abundante y se caracteriza por cristales subhedros de geometría mayormente tabular, con abundancia de individuos poiquilíticos. Poseen inclusiones de clinopiroxeno, apatita y minerales opacos, estos últimos con crecimiento esqueletal-paralelo. El maclado más común es del tipo Carlsbad y se observa con frecuencia zonación concéntrica en los cristales tabulares. El contacto entre el basalto hospedante y la estructura vesicular se caracteriza por la disposición subperpendicular de los fenocristales de plagioclasa del basalto con respecto al límite cilindro-basalto (Fig. 5g). Los minerales opacos abundan en cristales ecuanes de grano muy fino y la apatita se observa en altos porcentajes y con hábito acicular. El olivino se encuentra prácticamente ausente en el cilindro de vesículas, con excepción de unos pocos fenocristales presentes en los sectores cercanos al contacto con el basalto hospedante. En términos generales se pudo observar que la mineralogía y la granulometría de la roca constituyente del cilindro de vesículas guardan cierta similitud con la de la matriz del basalto hospedante, aunque la estructura vesicular muestra un mayor grado de diferenciación. El

subtipo B se caracteriza por alojar vesículas de segregación (Fig. 5h). Las mismas se encuentran parcial a totalmente colmatadas por material micro y cripto-cristalino de origen magmático, acompañados por vidrio. Los minerales visibles son de grano más fino que los del cilindro hospedante y se encuentran representados por prismas de plagioclasa subhedral con un fino maclado polisintético, minerales opacos de hábitos principalmente prismáticos y aciculares, abundante apatita acicular y escasos microlitos de clinopiroxeno. El arreglo textural de esta asociación residual con frecuencia es caótico, aunque ocasionalmente se observa un ordenamiento sub-paralelo entre los cristales opacos aciculares con disposición radial respecto al sector central de la vesícula. En el subtipo C las diferencias microtexturales con el basalto hospedante son moderadas (Fig. 5i). Estas estructuras se encuentran alojadas en las coladas El Corcovo y Pampa de Luanco. Las texturas son muy similares a la de los basaltos hospedantes y van desde porfiricas a intergranulares de grano fino a medio observándose solo un leve aumento en el tamaño general de los cristales de las estructuras de segregación. Los aspectos que diferencian este subtipo de estructuras del basalto que los contiene se basan en la presencia de minerales opacos con notable desarrollo prismático, prácticamente ausentes en el hospedante y mayores abundancias relativas de plagioclasa y clinopiroxeno augítico, con bordes aegi-





**Figura 5:** Petrografía de las estructuras de segregación. Subtipo A: a) Contacto de una estructura con el basalto que la hospeda. b) Plagioclasa poiquilítica (Pl) con inclusiones de augita (Aug), minerales opacos (Op), apatita acicular (Ap) y olivino (Ol). c) Crecimiento esqueletal-paralelo de olivino. d) Cristal esqueletal-cruciforme de titanomagnetita (Ti-Mag); e) Poiquilocrystal de plagioclasa, con inclusiones orientadas de olivino, augita y minerales opacos dendríticos. Subtipo B: f) Textura de grano fino con plagioclasa, augita y minerales opacos. g) Contacto de una estructura con el basalto que la hospeda. h) Vesícula de segregación contenida en un cilindro del subtipo B. Subtipo C: i) Comparación de una estructura cilíndrica con el basalto que la hospeda. Ambas poseen textura intergranular con un leve aumento granulométrico en la estructura de segregación.

rínicos. Los fenocristales de olivino aparecen también en el interior de las estructuras, aunque con menor frecuencia que en el hospedante. Estos olivinos al igual que los del subtipo B, son de aspecto similar a los del basalto hospedante. Se propone que se desarrollaron en este último y quedaron atrapados en el interior del fluido residual segregado que formó posteriormente las estructuras, concordando con lo expuesto por Rogan *et al.* (1996) para coladas de Nueva Zelanda.

El conteo modal de minerales máficos determinó un índice de color de entre 48 y 49 % (mesocrático) para el subtipo A y de algo más del 65 % (melanocrático) para el subtipo B, lo cual queda reflejado en el contraste de color entre la estructura y su hospedante observado en los afloramientos. La granulometría de la estructu-

ra también influye en este último aspecto.

## DISCUSIÓN: MORFOGÉNESIS DE LAS ESTRUCTURAS

### Clasificación en base a parámetros físicos de la colada hospedante

Las estructuras de segregación vesiculadas alojadas en las coladas estudiadas de Payenia pueden ser clasificadas dentro de algunas de las categorías propuestas por Caroff *et al.* (2000) detalladas en el cuadro 1.

Las coladas localizadas al norte del área de estudio (El Huaico y Medialuna Oriental) se caracterizan por exhibir espesores promedio de entre 10 y 15 m. Las mismas alojan mantos de vesículas de gran desarrollo lateral y grosores de hasta 20

cm la cuales se localizan en los sectores superiores, debajo de la corteza superior vesicular (Fig. 6a) de la colada, con un espaciamiento de entre 0,5 y 1 m. Estos mantos de vesículas clasifican dentro de las estructuras S3 de Caroff *et al.* (2000) (Cuadro 1) y exhiben microtexturas de grano grueso (subtipo A), equivalente a la textura pegmatóide propuesta por estos autores. Los mantos de vesículas descritos carecen de vesículas de segregación y se encuentran alojados en basaltos cuyos fenocristales de olivino están fuertemente alterados a iddingsita de alta temperatura.

Las coladas Pampa de Luanco, El Corcovo y Arroyo Seco, ubicadas en el sector sur del área de estudio, presentan espesores de entre 4 y 10 m y contienen numerosas y variadas estructuras de segre-

gación. Se presentan láminas de vesículas con geometrías planares y/o curviplanares y espesores de hasta 2 cm. Estas se localizan principalmente en los sectores superiores de la colada, más precisamente en la zona de transición entre el núcleo y la corteza vesicular superior. Los mantos de vesículas de estas coladas exhiben espesores de entre 5 y 20 cm. A diferencia de los descritos en las coladas del norte, estos presentan granulometría muy fina o relativamente similar a la del basalto hospedante (subtipos B y C) y se sitúan en los sectores centrales del núcleo de la colada, asociados a cilindros de vesículas bien desarrollados (Fig. 6b). Las estructuras laminares y mantiformes observadas clasifican dentro de las categorías S1 y S2 (Cuadro 1) de Caroff *et al.* (2000), respectivamente y es común que exhiban vesículas de segregación del tipo V1 (Cuadro 1) propuesto por estos autores. Los cilindros de vesículas asociados pueden alcanzar longitudes de hasta 1,5 m y en ocasiones tienen origen en un manto de vesículas y culminación en otro. Presentan diámetros de hasta 15 cm y secciones transversales semicirculares (estructuras tipo C, Cuadro 1). Con frecuencia se observan delgadas ramificaciones subhorizontales derivadas de los sectores laterales de la estructura cilíndrica (estructuras tipo C-S, Cuadro 1) y en algunos casos, estos brazos alimentan pequeños mantos y/o láminas de vesículas (estructuras tipo S1 y S2, Cuadro 1) (Fig. 6c).

Caroff *et al.* (2000) plantearon que en coladas con espesores de entre 10 y 15 m, el avance del frente superior de enfriamiento es lento como resultado de la protección térmica que brinda la corteza vesicular superior. Según postuló Goff (1996) cuando el diapiro de líquido residual + burbujas ascendente alcanza la base de la corteza superior o bien el frente de enfriamiento superior, el residuo se dispersa lateralmente casi por completo y da lugar a un manto de vesículas. En estos casos los cilindros se encuentran ausentes o bien pueden conservarse sólo las porciones inferiores de los mismos (Fig. 7a). Por su parte, Caroff *et al.* 2000 sugirieron que en flujos lávicos de espesores menores a

**CUADRO 1:** Clasificación morfogénica de las estructuras de segregación vesiculas, según Caroff *et al.* (2000).

Estructura	Espesor de la colada	Características
<i>S3 Vesicle sheets</i>	10 a 15 m	Mantos de vesículas de entre 5 y 70 cm de espesor con microtextura pegmatoides. Frecuentes en la mitad superior de los flujos Ausencia de cilindros de vesículas.
<i>S2 Vesicle sheets</i>	4 a 10 m	Mantos de vesículas de entre 10 y 40 cm de espesor, no pegmatoides, situados en el sector central. Asociados a cilindros de vesículas.
<i>S1 Vesicle sheets</i>		Mantos de vesículas de entre 0,5 a 10 cm parcialmente vítreas, localizadas dentro o debajo de la corteza vesicular superior. Microtextura intergranular. Asociados a cilindros de vesículas.
<i>V1 Segregation vesicles</i>	2 a 10 m	Diámetro < 1 cm. Se sitúan tanto en el interior de mantos y cilindros como en el basalto hospedante. Parcialmente rellenas por material residual y vidrio.
<i>V2 Segregation pipe vesicles</i>		Diámetro entre 5 y 10 mm, longitud de entre 8 y 30 cm. Se localizan a 5-20 cm por encima de la base del flujo. Parcialmente rellenas por material residual y/o vidrio.
<i>V3 Segregation vesicles</i>		Diámetro entre 15 y 20 cm. Se sitúan en las partes centrales y superiores del flujo (en estructuras S1). Parcialmente rellenas por material residual y/o vidrio.
<i>V4 Segregation vesicles</i>	10 a 15 m	Diámetro < 5 mm. Se sitúan dentro de las estructuras S3. Totalmente rellenas. Vítreas.
<i>V5 Segregation vesicles</i>	10 m	Diámetro 0,5 a 15 mm. Se sitúan por encima de los 2 metros desde la base del flujo. Microtextura intergranular totalmente rellenas.
<i>C Vesicle cylinders</i>	2 a 10 m	Diámetro entre 2 y 20 cm. Se sitúan entre la base del flujo y la base de la corteza vesicular superior. Microtextura intergranular a vítreas.
<i>C-S cylinder sheets</i>		Diámetro entre 2 y 20 cm. Frecuentes en los sectores superiores del flujo. Microtextura intergranular a vítreas.

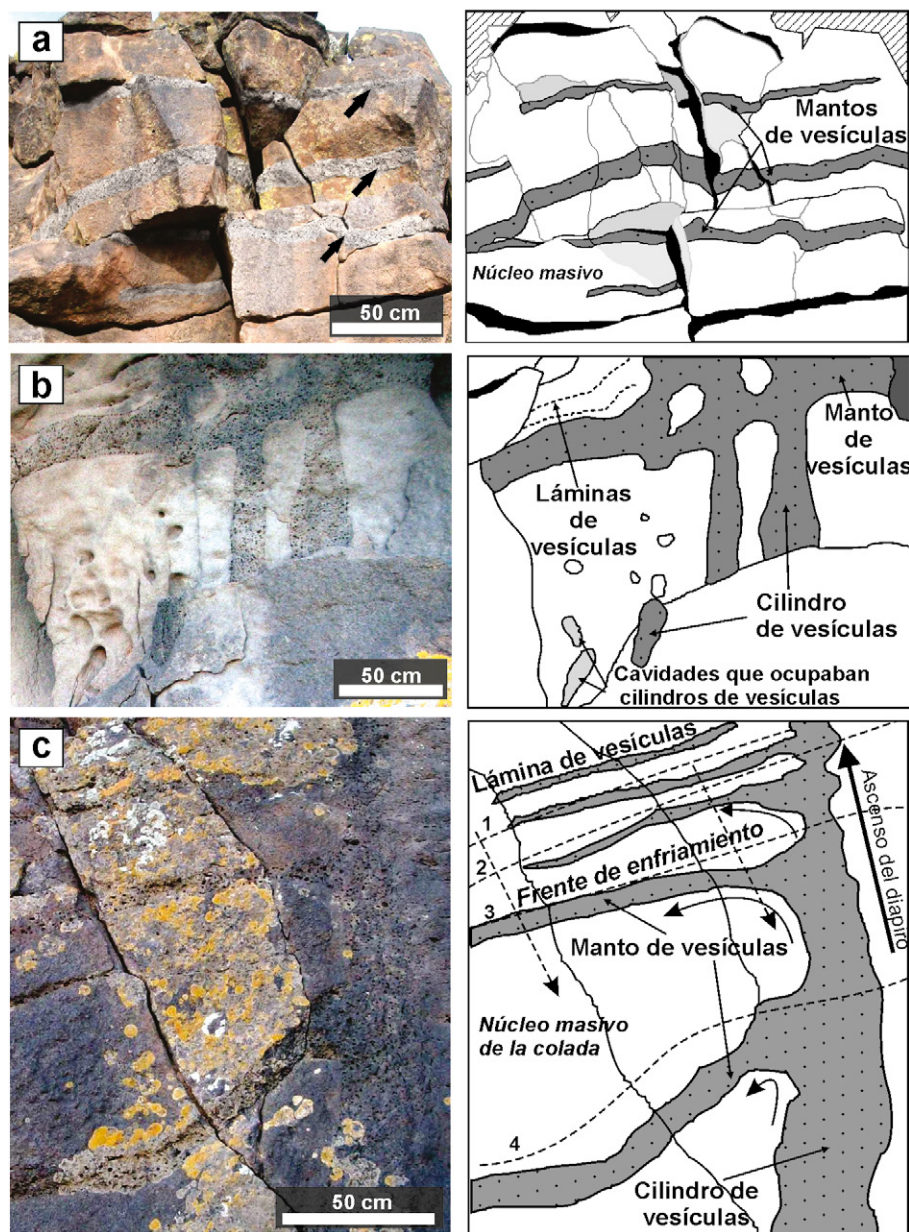
10 m los cilindros de vesículas se conservan ya que son “congelados” rápidamente debido a que los frentes de enfriamiento avanzan de manera más acelerada hacia el interior de la colada (Fig. 7b). Se interpreta que este aspecto permitió el ascenso y la dispersión parcial de los cilindros, con ramificaciones laterales paralelas a la base del sector vesicular superior y a las diferentes posiciones del frente de enfriamiento superior en las coladas El Corcovo, Pampa de Luanco y Arroyo Seco.

Se estima que existe una relación entre el tipo morfológico y la microtextura de las estructuras analizadas. La presencia de iddingsita de alta temperatura en el basalto hospedante del subtipo A estaría indicando un alto contenido de fluidos en el magma a partir del cual se originaron estas estructuras. Esto, sumado a un tiempo de enfriamiento prolongado, determinado por el espesor del flujo (10-15 m) habría dado lugar al desarrollo de las granulometrías gruesas del subtipo A, en las estructuras mantiformes tipo S3. Por otra parte, las coladas que alojan estructuras de tipo S1, S2 y cilindros de vesículas presentan menores espesores lo cual se traduce

en mayores tasas de enfriamiento. En Arroyo Seco y El Corcovo la presencia de iddingsita de alta temperatura es exigua a nula y las estructuras son afíricas de grano muy fino y porfíricas respectivamente. En este mismo sentido, Pampa de Luanco exhibe estructuras de textura porfírica a intergranular de granulometría general algo más gruesa que la de su hospedante, en el cual la iddingsita de alta temperatura muestra una mayor presencia. Esto pone en evidencia que el subtipo de estructura se encuentra definido principalmente por la abundancia de volátiles (agua) del magma original y por la velocidad de enfriamiento a la que es sometida la estructura durante su desarrollo, lo cual a su vez es función del espesor del flujo.

### Origen del agua

Los siguientes aspectos observados en las coladas estudiadas, se interpretan como evidencias que revelan una importante presencia de volátiles, principalmente agua, en estas lavas: 1) iddingsita, en sus dos variantes; 2) textura diktitaxítica; 3) reemplazo por óxidos del olivino fayalítico, tanto aquel de las estructuras de segre-



**Figura 6:** Aspectos morfogenéticos de las estructuras de segregación. A la izquierda fotografía y a la derecha su interpretación: a) Sector superior del núcleo de la colada El Huaico. Se observan mantos de vesículas de hasta 20 cm de espesor, dispuestos paralelamente (S3 de Caroff *et al.* 2000). b) Cilindros de vesículas que culminan en un manto de vesículas en el núcleo de la colada El Corcovo (S2 de Caroff *et al.* 2000). c) Estructuras mantiformes derivadas de un cilindro de vesículas. Se trata de mantos (abajo) y láminas de vesículas (arriba) (S1 y S2 de Caroff *et al.* 2000) originadas por la dispersión lateral del diapiro ascendente, como resultado del avance del frente superior de enfriamiento (líneas de trazos 1, 2, 3 y 4) hacia el interior de la colada.

gación como de los sobrecrecimientos en los fenocristales del hospedante afectados por iddingsita de alta temperatura; 4) mayor desarrollo de los cristales de algunas de las estructuras, respecto del hospedante. Goff (1996) sugirió que la mayor parte de la fase acuosa tendría origen magmático aunque planteó que parte de esta

agua puede provenir de fuentes superficiales (aguas meteóricas). Asimismo, este autor descartó la probabilidad de que la misma tenga origen en la deshidratación de los sedimentos subyacentes a la colada. Proussevitch y Sahagian (1996) determinaron que a tasas de ascenso relativamente rápidas (hasta 100 m/s) la desgasifica-

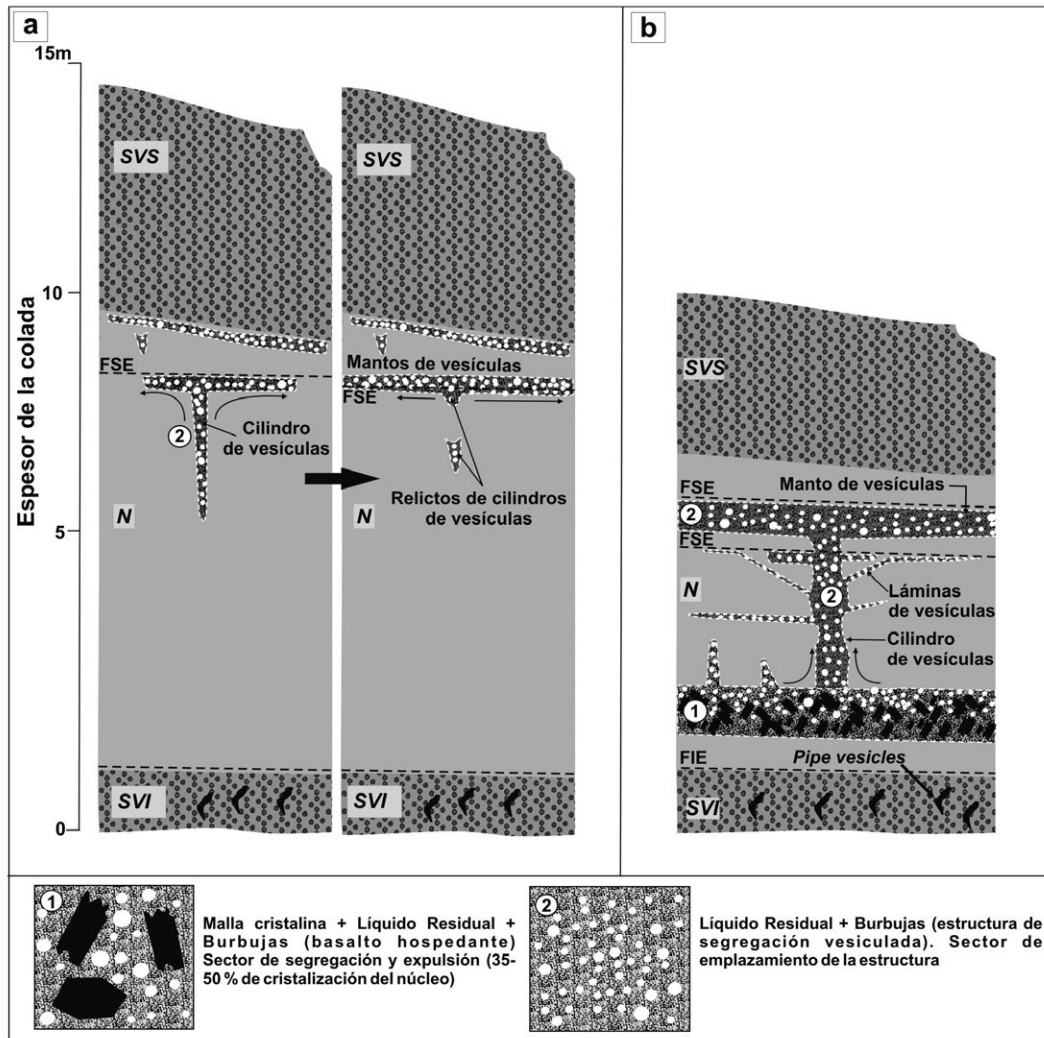
ción de un fundido basáltico se produce a tasas lo suficientemente bajas como para mantener la concentración de volátiles disueltos en equilibrio con la presión decreciente. Caroff *et al.* (2000) sostuvieron que es posible que una colada se mantenga saturada en agua luego de su emplazamiento, si es que previamente no se produjo la nucleación de las burbujas. A su vez, estos autores descartaron la incorporación de agua meteórica debido a que el ascenso del fundido es un proceso mucho más rápido que el de difusión de agua en el magma. Sisson y Bacon (1999) indicaron que a medida que progresa la cristalización de minerales anhidros, el agua y algunos volátiles se concentran en el líquido diferenciado intersticial pudiendo sobresaturarlo. La posterior exsolución del agua y los volátiles en burbujas dará lugar a un aumento de presión en los intersticios de la zona parcialmente cristalizada, la cual será aliviada por la expulsión del líquido residual + gases hacia sectores de menor presión.

## CONCLUSIONES

Se recolectaron y analizaron macro y microscópicamente numerosas estructuras de segregación vesiculadas alojadas en 5 coladas basálticas del tipo *pahoehoe* emplazadas en el sector centro-este y sureste de la Provincia Volcánica Payenia.

Morfológicamente se determinó la presencia de 4 tipos de estructuras de segregación vesiculadas las cuales, en proporciones variables, coexisten en las 5 coladas estudiadas: 1) Cilindros de vesículas con disposición vertical a subvertical, de hasta 1,5 m de longitud y hasta 15 cm de diámetro; 2) Mantos de vesículas tabulares con disposición horizontal a subhorizontal, de gran continuidad lateral y espesores de hasta 20 cm; 3) Láminas de vesículas de geometría planar o curviplanar con disposición horizontal a subhorizontal y espesores de hasta 2 cm y 4) Vesículas de segregación de geometría esférica a semiesférica con diámetros de hasta 3 mm, rellenas parcial a totalmente de minerales residuales.

Se clasificaron las estructuras en función



**Figura 7:** Modelos de emplazamiento de las estructuras de segregación vesiculadas: a) Emplazamiento de mantos de vesículas a partir del ascenso y dispersión lateral de cilindros de vesículas por debajo de un frente de enfriamiento superior en coladas de espesor > 10 m; los cilindros se dispersan casi por completo, permaneciendo pequeños relictos de los mismos. b) Emplazamiento de mantos y láminas de vesículas a partir de la generación, ascenso y expansión lateral de cilindros de vesículas por debajo de un frente de enfriamiento; en coladas de poco espesor la colada se enfría más rápido y los cilindros se preservan. Referencias: FSE: frente superior de enfriamiento, FIE: frente inferior de enfriamiento, SVS: sector vesicular superior, SVI: sector vesicular inferior, N: núcleo.

de sus características microtexturales en 3 subtipos: subtipo A: estructuras vesiculares afíricas de grano grueso; subtipo B: estructuras vesiculares afíricas de grano fino y subtipo C: estructuras vesiculares porfíricas a intergranulares. Las estructuras de segregación vesiculadas presentan diferencias en la abundancia de algunos minerales con respecto al basalto que las aloja; estas diferencias se reflejan principalmente en los bajos porcentajes de olivino y los altos contenidos de clinopiroxeno y minerales opacos. El clinopiroxeno es augita y con frecuencia aparecen términos más sódicos como la aegirina en cristales individuales o dando lugar a texturas coroníticas

en la augita. Los minerales opacos aparecen en individuos prismáticos y con crecimiento esqueletal cruciforme, paralelo y dendrítico. La plagioclasa es poiquilítica principalmente en el subtipo A y en menor medida, en el subtipo B. Los basaltos que contienen estructuras del subtipo A presentan fenocristales de olivino marcadamente alterados a iddingsita de alta temperatura indicando un alto contenido en fluidos del magma original, lo que pudo impulsar el desarrollo granulométrico de este subtipo. En los basaltos que alojan los otros dos subtipos, este tipo de alteración es más leve y está subordinada a la iddingsitización de baja temperatura.

Finalmente se clasificaron las estructuras de segregación vesiculadas según las categorías propuestas por Caroff *et al.* (2000), basadas principalmente en los espesores de las coladas hospedantes. Las coladas El Huaico y Medialuna Oriental, con potencias promedio de entre 10 y 15 metros, presentan estructuras de tipo S3 comprendidas por mantos de vesículas con texturas de grano grueso situados en los sectores superiores de las coladas. La escasa presencia de cilindros de vesículas aislados y de reducidas dimensiones permite plantear, para estas estructuras, un origen por dispersión lateral casi completa de los cilindros. Las coladas Pampa de

Luanco, El Corcovo y Arroyo Seco alojan estructuras vesiculadas mantiformes y laminares de tipo S1 y S2 que contienen vesículas de segregación y su origen se encuentra vinculado a la expansión lateral parcial de cilindros de vesículas por debajo de la base de la corteza vesicular superior y del frente superior de enfriamiento. Los mantos de vesículas se ubican principalmente en el sector central del núcleo masivo de las coladas mientras que las láminas de vesículas se sitúan en el sector de transición entre la corteza vesicular superior y el núcleo.

#### AGRADECIMIENTOS

Se agradece a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales y al CONICET por el apoyo económico. Se agradece a las Dras. Corina Risso y Vanesa Litvak las valiosas sugerencias aportadas como revisoras del manuscrito.

#### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Anderson, A.T., Swihart, G.H., Artioli, G. y Geiger, C.A. 1984. Segregation vesicles, gas filter pressing, and igneous differentiation. *Journal of Geology* 92: 55-72.
- Bacon, C.R. 1986. Magmatic inclusions in silicic and intermediate volcanic rocks. *Journal of Geophysical Research* 91: 6091-6112.
- Bermúdez, A., Delpino, D. y Frey, F., Saal, A. 1993. Los basaltos de retroarco extraandinos. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 161-173, Mendoza.
- 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.
- Bertotto, G.W., Bjerg, E.A. y Cingolani, C.A. 2006. 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., 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.
- 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. y 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.
- Costa, A., Blake, S. y Self S. 2006. Segregation processes in vesiculating crystallizing magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 153: 287-300.
- 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°30'S), southern-Central Andes: occurrence, age, and tectonic setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 186: 169-185.
- 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 Payun Matru Volcanic Field (Argentina). *Journal of South America Earth Sciences* 29: 717-730.
- Goff, F. 1977. Vesicle cylinders in vapor-differentiated basalt flows. Tesis doctoral, Universidad de California (inédito), 181 p., Santa Cruz.
- 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 de la Asociación Geológica Argentina* 1: 177-208.
- Gudnason, J., Holm, P.M., Søager, N. y Llam-bías, E.J. 2012. Geochronology of the late Pliocene to Recent volcanic activity in the Payenia back-arc volcanic province, Mendoza Argentina. *Journal of South America Earth Sciences* 37: 191-201.
- Holmberg, E. 1962. Descripción Geológica de la Hoja 32d - Chachahuén, Prov. de Neuquén y Mendoza, Carta Geológico-Económica de la Rep. Argentina, Esc. 1:200.000. 65 p., Buenos Aires.
- Inbar, M. y Risso, C. 2001. A morphological and morphometric analysis of a high density cinder cone volcanic field-Payun Matru, south-central Andes, Argentina. *Zeitschrift für 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. 2001. Geochemical evidence for a late Miocene shallow subduction zone in the Andean Southern Volcanic Zone near 37° S latitude. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 81: V12C-099.
- Kay, S.M., y Mancilla, O. 2001. Neogene shallow subduction segments in the Chilean/Argentine Andes and Andean-type margins. *Geological Society of America Abstracts with Programs* 34: A-156.
- 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., Godoy, E. y Kurtz, A. 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin* 117: 67-88.
- Kay, S.M., Mancilla, O., Copeland, P. 2006a. Evolution of the Backarc Chachahuén volcanic complex at 37°S latitude over a transient Miocene shallow subduction zone under the Neuquén Basin. 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 Mioocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén basin. 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: 19-60.
- Kuno, H. 1965. Fractionation trends of basalt magmas in lava flows. *Journal of Petrology* 6: 302-321.
- Linares, E. y González, R.R. 1990. Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina 1957-1987. Asociación Geológica Argentina, Publicaciones Especiales Serie B, Didáctica y Complementaria 19: 1-628.
- Llambías, E.J., Bertotto, G.W., Risso, C. y Hernando, I. 2010. El volcanismo cuaternario en el retroarco de Payenia: una revisión. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67: 278-300.
- Manga, M. y Stone, H.A. 1994. Interactions between bubbles in magmas and lavas: effects of bubble deformation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 63: 267-279.
- Mazzarini, F., Fornaciai, A., Bistacchi, A., y Pasquarè, 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 (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.
- Philpotts A. y Lewis, C. 1987. Pipe vesicles: An alternate model of 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, 4-10, Mendoza.
- Proussevitch, A.A. y Sahagian, D.L. 1996. Dynamics of coupled diffusive and decompressive bubble growth in magmatic systems. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978-2012) 101(B8): 17447-17455.
- Puffer, J.H. y Horter, D.L. 1993. Origin of the pegmatitic segregation veins within flood basalts. *Geologic Society of America Bulletin* 105: 738-748.
- 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. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. En: Veiga, G.D., Spalletti, L., Howell, J.A. y Schwarz, E. (eds.), *The Neuquén Basin: a case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society, Special Publication 252: 15-35.
- Ramos, V.A. y Folguera, A. 2011. Payenia volcanic province in the Southern Andes: An appraisal of an exceptional Quaternary tectonic setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201: 53-64.
- 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. 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)*. 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(3): 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: Llancanelo Volcanic Field (Mendoza), Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 169: 61-86.
- 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.
- Sisson, T.W. y Bacon, C.R. 1999. Gas-driven filter pressing in magmas. *Geology* 27: 613-616.
- Smith, R.E. 1967. Segregation vesicles in basaltic lavas. *American Journal of Science* 265: 696-713.

Recibido: 11 de marzo, 2015

Aceptado: 17 de noviembre, 2015