

CARACTERIZACIÓN DE COLADAS DE LAVAS ALMOHADILLADAS EN AMBIENTE LACUSTRE: VOLCANISMO VINCULADO AL *RIFT* DEL GRUPO SALTA- NOA

Mirta Fátima QUIROGA¹, Sara FIGUEROA VILLEGAS¹, Raúl BECCHIO¹, Agustina VILLAGRAN², Rubén FILIPOVICH¹, María Florencia AHUMADA¹ y Alexis I.A.NIEVES¹

¹ INENCO-CONICET, Salta. E-mail: fatima2690@gmail.com

² IBIGEO-UNSa, Salta.

RESUMEN

En la quebrada Las Conchas el magmatismo estuvo vinculado a estructuras distensivas asociadas a la falla Las Conchas. Las rocas volcánicas de este evento magmático se encuentran en los niveles superiores de la Formación Las Curtiembres, dentro del Miembro Morales. El Miembro Morales se depositó en un ambiente lacustre somero de tipo perenne, cuyo origen aún es muy discutido. Algunos autores proponen origen por endicamiento de cauces fluviales producto de actividad volcánica del Basalto Las Conchas y otros vinculado a la actividad freatomagmática que generó maares o calderas de colapso donde se estableció un cuerpo lacustre. Con el estudio de campo y petrográfico de los depósitos que afloran en la quebrada Las Conchas, se caracterizaron coladas de lavas almohadilladas asociadas a depósitos volcánicos-sedimentarios integrados por oleadas piroclásticas, lahars, coladas tabulares, peperitas, y hialoclastitas. Si bien se han descripto unidades producto de actividad freatomagmática en el Basalto Las Conchas, unidades vinculadas a interacción agua/magma no-explosiva, tales como hialoclastitas, peperitas y lavas almohadilladas no han sido identificadas previamente. Esta contribución pretende aportar por primera vez datos de campo y petrográficos de detalle de coladas de lava almohadillada relacionadas al desarrollo del *rift* Cretácico en el Noroeste Argentino.

Palabras clave: *Miembro Morales, rift intracontinental, magmatismo alcalino, depósitos volcánicos-sedimentarios.*

ABSTRACT

Characterization of pillow lavas developed in lacustrine environment: Volcanism related to the Salta Group rift- NOA

Along Las Conchas canyon, the magmatism was linked to extensional structures from Las Conchas Fault. The volcanic rocks from the magmatic event are located at higher levels of Curtiembres Formation, within the Morales Member. The Morales Member was deposited in a shallow lacustrine environment, whose origin is still discussed. Some authors propose origin by damming of rivers because of volcanic activity and others by phreatomagmatic activity generating maars or a collapse caldera where a lacustrine body was established. The field and petrographic study of units in Las Conchas canyon allowed us to characterize pillow lavas associated with a volcanic-sedimentary succession composed by pyroclastic surges, lahars, sheet flows, peperites and hyaloclastites. Despite of the mentions in the literature of some phreatomagmatic deposit in Las Conchas Basalt, deposits generated by non-explosive magma/water interaction, such as hyaloclastites, peperites and pillow lavas were not previously identified. This contribution pretends to provide the first field and petrographic data of pillow lavas linked to the development of the Cretaceous rift in Northwestern Argentina.

Keywords: *Morales member, intracontinental rift, alkaline magmatism, volcanic-sedimentary succession.*

INTRODUCCIÓN

El magmatismo asociado al desarrollo del *rift* de Salta se agrupa en tres episodios relacionados a distintas etapas de su evolución (Viramonte *et al.* 1999) y vinculadas con tres etapas de baja velocidad de convergencia entre las placas continental y oceánica (Valencio *et al.* 1976). El estadio de prerift (130±120 Ma) está caracterizado por plutonismo anarogénico de com-

posición granítica alcalina a subalcalina. Un estadio *sinrift* comienza con un primer episodio de actividad volcánica alcalina principalmente entre los 110 y 100 Ma, seguido por un segundo episodio volcánico (80±75 Ma) representado por una suite alcalina de basanitas y tefrifonolitas. Por último, un episodio volcánico (65±60 Ma) que consistió en *sills* lamproíticos y flujos de lavas básicas ricas en potasio (e.g. Viramonte *et al.* 1999).

El Basalto de Las Conchas de gran distribución areal, con un volumen de 300 km³ (Galliski y Viramonte 1988), es el volcanismo del *rift* cretácico que mejor representa el segundo episodio volcánico (80-75Ma) en el depocentro de Alemania (Reyes y Salfity 1972) (Fig.1). El Basalto Las Conchas comprende el volcanismo asociado con los niveles superiores de la Formación Las Curtiembres (e.g. Viramonte *et al.* 1999). Los mejores afloramientos de la unidad

están ampliamente distribuidos a ambos lados del río Las Conchas. En general, el volcanismo se caracteriza por depósitos resultantes de un volcanismo de tipo estromboliano que produce flujos de lava, conos de ceniza y escoria, y en muchos casos el magma interacciona con el sistema hidrológico con desarrollo de actividad freatomagmática (anillo de tobas, *base surges*, *lahares*) (e.g. Risso *et al.* 1993, Viramonte *et al.* 1999).

Si bien han sido descritos depósitos productos de la actividad freatomagmática en el Basalto Las Conchas, unidades vinculadas a la interacción agua/magma no-explosiva tales como hialoclastitas, peperitas y lavas almohadilladas no había sido identificados hasta el presente.

Las lavas con estructura almohadillada (*pillow lavas*) son un elemento característico de la estratigrafía volcánica a lo largo del tiempo geológico y es la morfología de flujos de lava que predominan en montes submarinos y en dorsales centro-oceánicas (Moore 1975, Dimroth *et al.* 1978, Wells *et al.* 1979 y otros). Por otro lado, pocos son los ejemplos en el registro geológico de flujos de lava subaéreos que desembocan en cuerpos de agua (lago, mar o laguna producto de fusión del hielo) alguno de ellos pueden llegar a formar deltas de lava construidos por depósitos de hialoclastitas que gradan a *pillow lavas* hacia el techo (e.g. Jones y Nelson 1970, Moore y Schilling 1973, Sheth *et al.* 2015).

El objetivo de esta contribución es presentar los primeros registros de coladas de lavas almohadilladas cretácicas en la Formación Las Curtiembres, vinculadas a depósitos volcánicos-sedimentarios continentales de ambiente lacustre. En base a sus características físicas y morfológicas, también se inferen las condiciones ambientales bajo las cuales se formaron. Por último, se presenta un modelo tentativo de la interacción entre el magmatismo alcalino y un sistema hidrológico maduro concomitante con la sedimentación para este sector de la subcuenca de Alemania.

MARCO GEOLÓGICO

En el Noroeste Argentino (NOA) se desarrolló una cuenca de rift de antepaís abortado durante el Cretácico, a 300 km de un arco magmático (Galliski y Viramonte

1988). El *rift* cretácico estaba estructurado en grabens y hemigrabens interconectados en uniones triples y un horst central (Galliski y Viramonte 1988). El desarrollo del *rift* estuvo relacionado a la apertura rápida del océano Atlántico Sur (Uliana *et al.* 1989, Ramos y Aleman 2000) y a la subducción de la placa de Nazca debajo de la placa Sudamericana (e.g. Viramonte *et al.* 1999). En la cuenca se desarrolló un magmatismo subcalino relacionado al *rift*, que comenzó en el Jurásico Tardío y evolucionó a composiciones alcalinas durante el Neocomiano (Halpern y Latorre 1973, Turner y Mendez 1979, Galliski y Viramonte 1988, Viramonte *et al.* 1999, Cristiani *et al.* 1999). Las estructuras normales del *rift* y la subsidencia térmica posterior, dieron lugar a la depositación de sedimentitas del Grupo Salta (Turner 1959). El magmatismo estuvo controlado por la tectónica extensiva y ocurrió a lo largo de lineamientos de dirección nordeste (Salfity 1979, Sabino 2002). La secuencia estratigráfica del Grupo Salta en el NOA (Fig.1) comprende tres unidades de base a techo: Subgrupo Pirgua (Formaciones La Yesera, Las Curtiembres y Los Blanquitos), Subgrupo Balbuena (Formaciones Lecho, Yacoraité y Olmedo) y Subgrupo Santa Bárbara (Formaciones Mealla, Maiz Gordo y Lumbreira) (e.g. Moreno 1970, Reyes y Salfity 1972, Salfity y Marquillas 1981). La Formación Las Curtiembres, rellena las subcuencas de Alemania, Brealito y Metán y consiste de una sucesión de limolitas rojas continentales y areniscas líticas (e.g. Scanferla *et al.* 2011). En la sección media a superior afloran rocas volcánicas efusivas, intrusivas y piroclásticas de composición alcalina, productos de una actividad de tipo estromboliana con eventos freatomagmáticos asociados (e.g. Reyes y Salfity 1972, Galliski y Viramonte 1988). La depositación de la Formación Las Curtiembres se vincula al desarrollo de sistemas fluviales meandriformes y lacustres (Salfity y Marquillas 1999) y el espesor de la secuencia varía desde cientos a más de 2000 metros (e.g. Scanferla *et al.* 2011).

El Miembro Morales, reconocido solamente en la subcuenca de Alemania, se ubica en la parte media a superior de la Formación Las Curtiembres y consiste de una sucesión de ~ 78 m de espesor de limolitas y calizas micríticas o *mudstone*

grisáceos a verde amarillentos que se intercalan con pelitas verdes, conglomerados finos y areniscas blanquecinas subordinadas (e.g. Salfity y Marquillas 1994, Scanferla *et al.* 2011). El Miembro Morales es rico en fauna de anuros, flora y palinomorfos que indican edades Campaniano a Maastriquiano temprano y condiciones ambientales semiáridas con paleoclima muy cálido (Salfity y Marquillas 1999, Marquillas *et al.* 2005, Damiani 2006). En base al análisis palinormórfico y sedimentario, Marquillas *et al.* (2005) y Damiani (2006) interpretan para la depositación de las calizas un ambiente lacustre somero de tipo perenne. El origen del lago del Miembro Morales es muy discutido e incierto. Algunos autores proponen un origen por endicamiento de algunos cauces fluviales producto de la actividad volcánica del Basalto Las Conchas (e.g. Sabino 2002) y otros vinculado la intensa actividad freatomagmática que generó maares o calderas de colapso, donde se estableció el cuerpo lacustre (Damiani 2006).

La actividad magmática efusiva de mayor relevancia en el *rift* de Salta y coetánea con la depositación de la Formación Las Curtiembres, corresponde al segundo episodio volcánico y se caracteriza por cuerpos extrusivos, predominantemente basanitas y mujejaritas (e.g. Gallisky y Viramonte, 1988, Viramonte *et al.* 1999). Esta fase está representada principalmente por el Basalto Las Conchas, cuyas edades K/Ar son 78 ± 5 y $76,4 \pm 3,5$ Ma (Valencio *et al.* 1976 y Reyes *et al.* 1976). Este volcanismo ocurrió en el área central de la cuenca durante el climax del rift y se localizó en las áreas más internas de los lagos generando frecuentes erupciones freatomagmáticas (e.g. Risso *et al.* 1993, Marquillas *et al.* 2005).

El magmatismo fue contemporáneo con el desarrollo de estructuras normales activas durante el periodo de extensión en el rift (Seggiaro y Aguilera 2006) y se caracterizó por la muy rápida generación de relieves positivos en el interior de la cuenca (e.g. Risso *et al.* 1993). Las rocas volcánicas se distribuyen principalmente según el rumbo de lineamientos estructurales de dirección nordeste (Salfity 1979) como la Falla Las Conchas de rumbo N-S con inclinación al E de alto ángulo en la subcuenca de Alemania (Seggiaro y Aguilera 2006).

VOLCANISMO DE LA QUEBRADA DE LAS CONCHAS

La zona de estudio se ubica en la quebrada Las Conchas, próximo al puente Morales (25°44'46,0"S - 65°40' 54,3"O) (Fig.1). Se realizó la caracterización de coladas de lavas almohadilladas asociadas a depósitos volcánicos- sedimentarios (Fig. 2a) con el propósito de comprender la historia eruptiva contemporánea con la sedimentación en el lago del Miembro Morales. En esta área el volcanismo relacionado al segundo episodio volcánico del *rift* cretácico se caracteriza por ser el producto de distintos estilos eruptivos asociados a un mismo magma.

Depósito estratificado de lapilli y ceniza gruesa

El depósito tiene un espesor de 3,5 m y corresponde a la base observada de la columna estratigráfica (Fig. 2a). El contacto inferior no aflora y el contacto con la unidad superior es neto y erosivo.

El depósito consiste de capas de lapilli y ceniza gruesa de basalto principalmente, pobremente vesiculado y fragmentos de areniscas finas y limolitas en menor proporción (Fig. 2b). Este depósito desarrolla estratificación plano paralela, cruzada, micropliegues y dunas. La estratificación original suele estar disturbada por el impacto de bombas y fragmentos líticos (sedimentitas lacustres), con tamaños que varían entre 10 cm y 30 cm de diámetro (Fig. 2b). El ángulo de disposición de las bombas es de entre 25° y 30° y podría indicar emplazamiento de tipo balístico durante la exposición subárea del depósito (e.g. Wood 1980).

Interpretación: La presencia de estructuras tractivas, impactos de bombas y fragmentos juveniles poco vesiculados sugieren que estos depósitos se asocian a corrientes de densidad piroclásticas diluidas de tipo freatomagmáticas (*base surge*, Vespermann y Schminke 2000).

Conglomerado polimíctico mal seleccionado

Esta unidad tiene un espesor de 12 m y el contacto con la unidad suprayacente (sedimentitas lacustre) es irregular y neto (Fig. 2c). El depósito es atravesado por venillas de 5 cm a 10 cm de espesor, en promedio, rellenas por basalto.

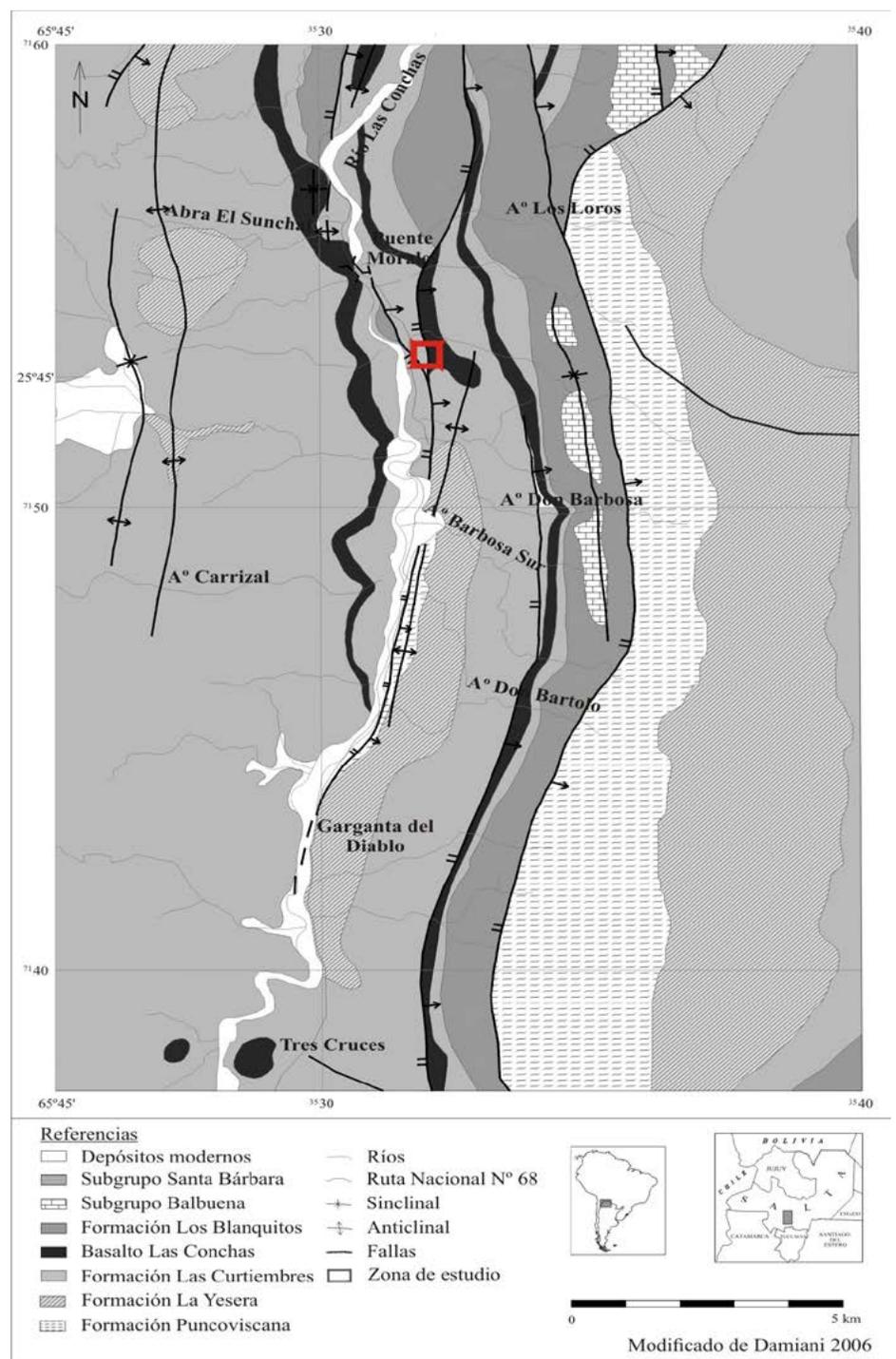


Figura 1: Mapa geológico modificado de Damiani (2006) que muestra la ubicación del área de estudio en recuadro rojo.

El depósito consiste en un aglomerado semiconsolidado, mal seleccionado, con matriz conglomerádica fina a limosa (Fig. 2d). Los estratos son de geometría tabular y lenticular, cada estrato internamente puede ser masivo o desarrollar estratificación plano paralela fina a mediana. Hacia la base del

depósito se desarrollan ambas estructuras internas que se intercalan. Hacia el techo de la unidad, en los últimos 3 m, los bancos tienen estructura interna masiva. La estratificación plano paralela tiene espesores entre 2 cm a 7 cm y se define por alternancia de bandas claras (con mayor

proporción de clastos) y bandas oscuras (con mayor proporción de matriz). Las bandas claras, en sectores localizados son clasto sostén con clastos de morfologías variadas, angulosos a subredondeados.

Los clastos son volcánicos y sedimentarios. Los volcánicos corresponden a basaltos vesiculares y amigdaloides (reellenos de cuarzo y ceolitas) traquiandesitas y tobáceos. Por otro lado, los clastos sedimentarios corresponden a conglomerados finos a medianos y areniscas finas a limosas.

Los clastos basálticos son subangulosos, tienen tamaños que van desde los 10 cm hasta 40 cm y en algunos casos se distingue un borde de enfriamiento de color blanco. Los clastos traquiandesíticos son subangulosos, de menor tamaño con dimensiones que varían de 5 cm a 13 cm. Algunas poblaciones de clastos traquiandesíticos tienen la matriz volcánica alterada a arcilla de color blanca. Los clastos tobáceos son subredondeados, tienen tamaños entre 5-15 cm y se caracterizan por presentar laminación plano paralela definida por bandas claras y bandas oscuras en función de la proporción de cristales. Los

clastos de conglomerado son subredondeados de 40cm de diámetro y se integran por clastos basálticos, traquiandesíticos (2 cm a 10 cm de tamaño) y areniscas finas a limosas con tamaños de 0,5 cm a 3 cm en matriz limoarcillosa de color rojiza. Los clastos de areniscas finas a limosas tienen tamaños entre 5 cm y 15 cm, son angulosos a subredondeados y de coloración rojo y amarillo.

Interpretación: Los depósitos polimícticos formados en general por clastos volcánicos subangulosos y sedimentarios subredondeados, mal seleccionado, con fábrica pobremente desarrollada y bancos con geometría tabular a lenticular, son indicativos de un depósito de *lahar* formado por flujos hiperconcentrados (Vallance 2000).

Sedimentitas lacustres

Por encima del depósito de *lahar* se apoya en contacto neto irregular sedimentitas epiclasticas (Fig. 2c), compuesto por dos unidades claramente identificables en el área de estudio: una inferior y otra superior.

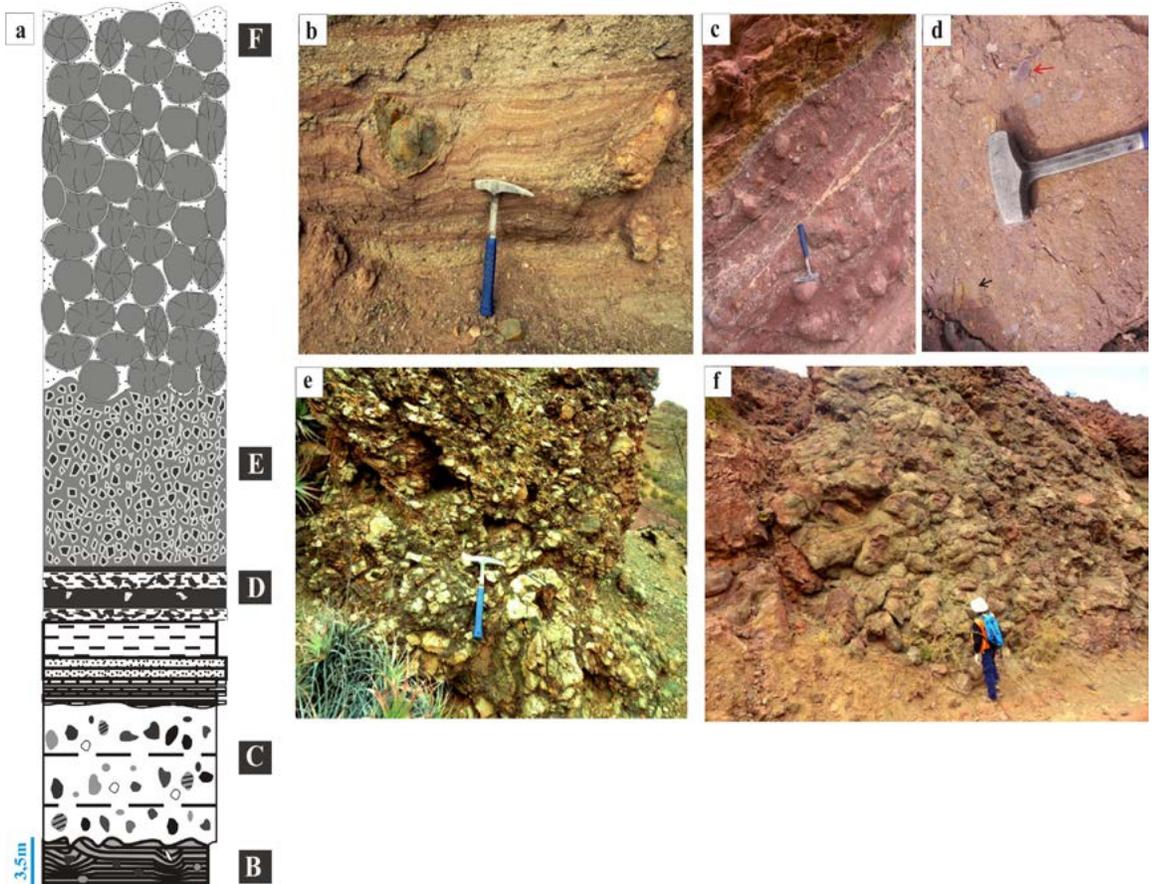
La unidad inferior tiene un espesor total de 2,10 m y está conformada por bancos de

arenisca fina a limosa calcárea, con coloración que cambia de amarillenta en sedimentos más gruesos a verdosas en los más finos. Este cambio de coloración se debe probablemente, a la matriz carbonática presente en las areniscas finas, y ausente o en menor proporción en los estratos limosos. Los estratos son de geometría tabular con espesores de 30-50 cm en los bancos de arenisca y 15 cm en los bancos de limolita. Los contactos entre estratos son netos y desarrollan laminación plano paralela continua. Hacia la base las areniscas desarrollan calcos de carga cuando el estrato infrayacente es limoso.

La unidad superior tiene un espesor total de 4,6 m y está integrada por estratos tabulares de arenisca mediana a limosa de coloración rojiza, con desarrollo de contacto neto o transicional con la unidad inferior. Los bancos de areniscas medianas se encuentran en la base de la sucesión y gradan hacia el techo a las areniscas limosas. La estratificación interna, es plano paralela y bien definida en las areniscas medianas; mientras que en las areniscas limosas los bancos son friables.

Interpretación: Según las características ex-

Figura 2: a) Columna estratigráfica de la zona de estudio: nivel B corresponde al depósito de *base surge*. Nivel C corresponde al depósito de *lahar*. Nivel D corresponde al afloramiento de peperitas. Nivel E corresponde al afloramiento de hialoclastitas. Nivel F corresponde al afloramiento de las coladas de lavas almohadilladas; b) Depósito de *base surge*. Nótese la laminación entre las capas, ligeramente disturbada por el impacto de bombas; c) Contacto entre el depósito de *lahar* (abajo) y las sedimentitas lacustres del Miembro Morales (arriba); d) Detalle del depósito de *lahar* (flecha roja: clastos volcánicos, flecha negra: clastos sedimentarios); e) Depósito de hialoclastita (clastos: color claro, matriz: color oscuro); f) Vista general del afloramiento de coladas de lavas almohadilladas.



puestas y la proximidad entre los afloramientos, las sedimentitas lacustres corresponderían a las sedimentitas del Miembro Morales descritas por Salfity y Marquillas, 1994; nombre sustituido por Sabino (2004) en el puente Morales.

Volcanitas basálticas asociadas a brechas sinsedimentarias

Sobre las sedimentitas del Miembro Morales se apoya un cuerpo tabular de volcanita coherente, de composición basáltica y de aproximadamente 3 m de espesor (Fig. 2a). En los contactos del techo y la base del cuerpo basáltico con las sedimentitas lacustres se distinguen zonas de mezcla con buen desarrollo y con espesores de ~2 m y ~70 cm respectivamente. Por encima, continúa un cuerpo basáltico coherente de ~80 cm de espesor sin evidencias de interacción volcanita-sedimentita.

Estas zonas de mezcla están representadas por brechas constituidas por clastos juveniles de volcanita inmersos en sedimentitas finas homogéneas. En base a la geometría de los clastos juveniles se reconocen dos tipos de brechas: globular y blocosa.

Brecha con clastos globulares: éste depósito está integrado por clastos de basalto amigdaloides con morfologías globulares o fluidales, a menudo con límites complejos y tamaños entre 2 y 15 cm inmersos en una sedimentita fina homogénea. Algunos clastos están totalmente desagregados en cristales y matriz dentro de la sedimentita. La sedimentita de la brecha corresponde a las areniscas limosas amarillentas con cemento carbonático (unidad inferior del Miembro Morales) y a las areniscas medias a limosas rojizas (unidad superior del Miembro Morales). La laminación plana paralela de las areniscas en la unidad inferior esta deformada en la proximidad a los clastos juveniles. Los clastos juveniles de las brechas con matriz proveniente de las sedimentitas de la unidad superior tienen abundantes amígdalas ovoidales (mayor al 30%), con tamaños que van de 1 mm a 1 cm y rellenas por analcima. Los clastos juveniles de las brechas con matriz proveniente de las sedimentitas de la unidad inferior tienen menos del 20% de vesículas y algunas vesículas en el cuerpo coherente basáltico están rellenas por material sedimentario (Fig. 3c y 3d). Las sedimentitas que rodean a los clastos juveniles exhiben distintos grados de cocción, repre-

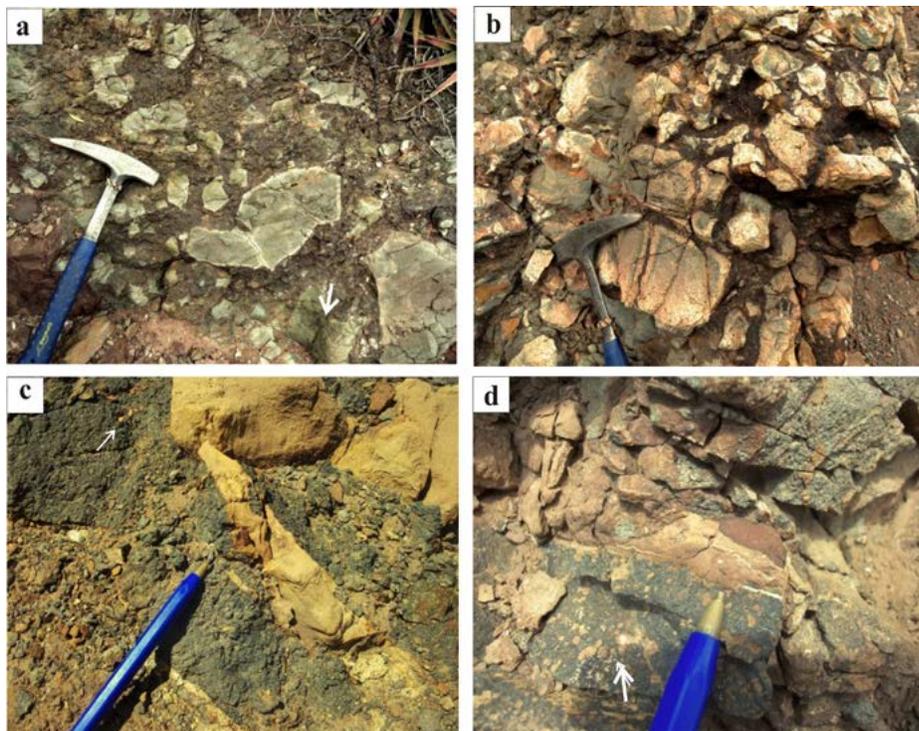


Figura 3: a-b) Detalle de hialoclastitas: en a) Note la abundancia de matriz con respecto a los clastos. En el clasto basáltico central se observa un borde de coloración más clara, que corresponde al borde de enfriamiento. En el margen inferior derecho se observa un clasto con diaclasamiento tipo caparazón de tortuga, que proviene de un tubo de la colada de lava almohadillada (flecha blanca). En b) Clastos basálticos en contacto mutuo con escasa matriz interclasto. La estructura general de la roca es en rompecabezas; c-d) Detalle de peperitas: en c) sedimento remobilizada (amarillo) que se inyecta en el dominio basáltico (punta de lapicera). Por otro lado, se observan vesículas en el dominio basáltico rellenas por material sedimentario de color amarillo (flecha blanca). En d) detalle de las vesículas en el dominio basáltico rellenas por material sedimentario (flecha blanca). Las vesículas tienen formas esféricas a ligeramente ovoides y coalescen en una vesícula más grande.

sentado por cambios de coloración, dependiendo de la proporción de material juvenil involucrado.

El cuerpo basáltico en el contacto con la sedimentita presenta fracturas entre 1 y 5 cm de ancho rellenas con material sedimentario que desarrolla laminación paralela fina (Fig. 3c) débilmente perceptible.

Brecha con clastos blocosos: Esta unidad se encuentra espacialmente asociada a la brecha globular y se asocia a las sedimentitas de la unidad inferior del Miembro Morales. Está constituida por clastos de basalto con morfologías poliédricas a subcuantales con superficies planares a curvoplanares y tamaños entre 5 a 20 cm, inmersos en la sedimentita arenolimsa calcárea. La sedimentita en la brecha se inyecta entre los espacios libres entre clastos y desarrolla grietas de contracción en su superficie exterior.

Interpretación: Las características expuestas

de las brechas tales como: geometría de los clastos juveniles, homogeneización de la sedimentita en la brecha, disrupción de las estructuras primarias en las sedimentitas secundantes, vesículas y fracturas en el basalto rellenas por material sedimentario, metamorfismo térmico local en la sedimentita; permite proponer que estos depósitos son peperitas globular y blocosa (*e.g.* Skilling *et al.* 2002) formadas por la intrusión del basalto durante la sedimentación del Miembro Morales.

Brecha monolitológica: Por encima de este cuerpo de volcanita que desarrolla las peperitas, aflora un cuerpo basáltico coherente de 80 cm de espesor que grada a una brecha monolitológica de 15 m de espesor aproximadamente (Fig. 2a y 2e) y pasa transicionalmente hacia el techo a coladas de lavas almohadilladas. En la base del depósito, aflora un nivel de aproximadamente 50 cm

que contiene clastos blocosos de basalto inmersos en la sedimentita areno-limosa calcárea. La brecha monolitológica se presenta como un depósito masivo, constituido por clastos basálticos y clastos de lava almohadillada de color verde inmersos en una matriz clástica vítrea de colores pardos (Fig. 3a). La brecha se caracteriza por la abundancia de matriz (30%) respecto a los clastos, siendo inusual el contacto directo entre dos clastos. Los clastos son angulosos y con superficies planas a curviplanas que en ocasiones desarrollan estructuras tipo rompecabezas (*jigsaw-fit*) (Fig. 3b). De manera excepcional se encuentran clastos con morfologías ameboidales o globulares. Los tamaños de los clastos son muy variados siendo las granulometrías predominantes entre 15 y 2 cm, aunque existen clastos notoriamente mayores (hasta 35 cm de diámetro) y menores (<1 cm). Los clastos tienen un borde de enfriamiento de color más claro, blanco a amarillento (Fig. 3a).

Interpretación: Las características texturales del depósito tales como: el pasaje transicional desde un cuerpo volcánico coherente a brecha con clastos juveniles inmersos en sedimentitas, brecha monolitológica y posteriormente a coladas de lavas almohadilladas, la geometría de los clastos juveniles y la presencia de un borde de enfriamiento en los clastos; permiten la caracterización de este depósito como hialoclastitas in situ (e.g. McPhie *et al.* 1993) originadas por el estrés térmico de la lava (quenching) en contacto con el agua.

Coladas de lavas almohadilladas

Las coladas de lavas almohadilladas afloran en una extensión horizontal aproximada de ~85m, con orientación norte-sur y espesor aproximado de 30 m (Fig. 2f). El afloramiento tiene una preservación excelente, lo que permite la descripción de morfologías en tres dimensiones y el reconocimiento de estructuras y texturas inherentes a estos depósitos.

Organización de las coladas: Las coladas almohadilladas están constituidas por el apilamiento de pequeñas unidades de flujo, de morfología groseramente cilíndrica (circulares) a ligeramente aplastada (ovaladas), descriptas como tubos (Fig. 5c). En general los tubos tienen secciones transversales con diámetros entre los 20 a 70 cm en promedio. Los tubos en sección transversal presen-

tan abundantes vesículas y amígdalas con formas circulares y tamaños entre 1 y 8 mm. A lo largo del afloramiento, el empaquetamiento de los tubos varía de apretado a más abierto. En el sector más al norte las lavas se emplazan en forma de tubos sucesivos con geometría ovalada, formando un empaquetamiento apretado. Los tubos están apilados y se acomodan unos sobre otros entre los espacios intertubo, dando lugar a un conjunto de tubos fuertemente anastomosados, entrelazados e irregulares que se pliegan por el mismo flujo. La asimetría del espacio que ocupan los tubos, resulta a menudo en la formación de un pico en la base del nuevo tubo supra yacente. Debido al empaquetamiento apretado de los tubos, es notable la ausencia de material intertubo.

Por otro lado, más hacia el sur el empaquetamiento es más abierto, la geometría de los tubos más regular y cilíndrica; y el espacio intertubo esta relleno por hialoclastitas que ocupan un volumen de ~20 % y espesores del orden de los 40 cm y menores. Las hialoclastitas intertubo representan la corteza de enfriamiento (*rind*) craquelada de las

coladas almohadilladas y son de granulometría gruesa (clastos tamaño guijarro mediano) y fina (clastos tamaño arena muy gruesa a guija fina) (Fig. 5a y 5e). En ocasiones las hialoclastitas intertubo tienen estructura en rompecabezas y contactos gradacionales con la roca coherente y en otras presentan contactos netos. Tienen la particularidad de estar constituidas por gran cantidad de clastos basálticos, llegando a ser en sectores clasto sostén. Macroscópicamente se ven dominios verdes y marrones oscuros, que corresponden a los clastos y la matriz respectivamente. Los clastos son afaníticos, subangulosos a angulosos con superficies curviplanas y en sectores los clastos son completamente irregulares y vesiculados. La matriz de la hialoclastita es oscura y está integrada por vidrio parcial a totalmente desvitrificado, mesoscópicamente no se reconocen cristales.

Características morfológicas externas: La corteza de enfriamiento (*rind*) de las coladas almohadillada es de color verde con límites netos, textura vítrea y espesor ~ 1 cm. La superficie más externa de los tubos presen-

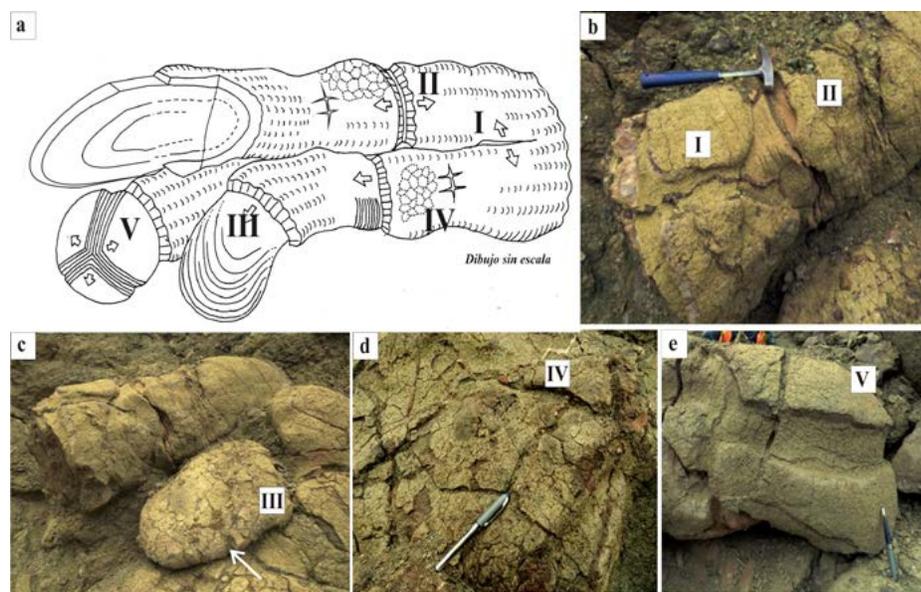


Figura 4: a) Dibujo esquemática mostrando las características morfológicas externas de las coladas de lavas almohadilladas; b) Vista general de un tubo de lava: I) Grietas de expansión longitudinal ocurren en los flancos y son paralelas a la dirección de elongación de la colada, lo que implica la división a lo largo de grietas rectas. II) Grieta de expansión transversal son perpendicular a la dirección de elongación, lo que sugiere división a partir de grietas circulares. La presencia de las grietas de expansión indica que las coladas de lava almohadillada crecieron discontinuamente por extensión de la corteza solidificada más vieja (Yamagishi 1985, Walker 1992); c) III) Lóbulo de terminación con los enclaves (flecha blanca); d) IV) Grietas de contracción con desarrollo de diaclasamiento tipo caparazón de tortuga; e) V) Fracturas de puntos triples de crecimiento. Estas fracturas sugiere que la superficie esférica de la corteza estalló simétricamente a medida que la colada se expandía y que la fuerza principal ejercida por la lava fundida era concentrada en la confluencia triple de las grietas de expansión (Goto y Mc Phie 2004).

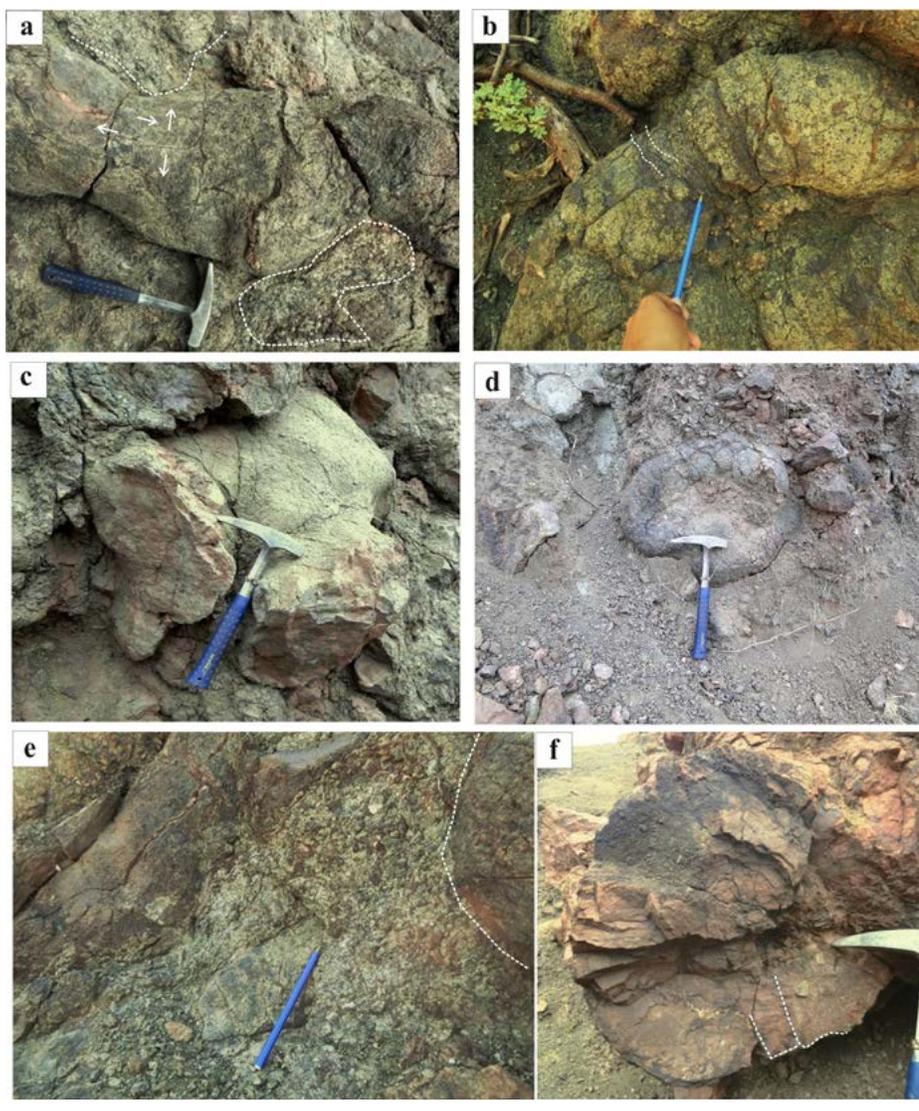


Figura 5: a) Estrechamiento del tubo a medida que una grieta de expansión transversal se desarrolla. Por otro lado se observa la relación entre los tubos y la hialoclastita intertubo (línea punteada blanca); b) Desarrollo de *fault slivers* paralelas a la grieta de expansión transversal. La presencia de esta estructura sugiere una grieta de extensión con una tasa de expansión lenta (Moore 1975); c) Nótese como un tubo alimentador principal se bifurca en dos tubos menores; seguramente favorecido por la presencia de grietas de extensión transversales; d) Estructura de colapso del tubo de la colada almohadillada. Se sugiere que se produce cuando los gases dentro del tubo se enfrían y contraen, y la presión del agua aplasta la corteza externa delgada, que fue debilitada por esfuerzo térmico (Moore 1975); e) Detalle de la hialoclastita intertubo. Los componentes verdes corresponden a los clastos, mientras que los marrón rojizo a la matriz vítrea fragmentaria; f) Sección transversal de un tubo. Observe el desarrollo de fracturas radiales (línea punteada blanca) que irradian desde el núcleo del tubo.

ta corrugaciones longitudinales, *fault slivers* menores al centímetro de grosor (Fig. 5b) y grietas contraccionales que desarrollan bloques poliédricos equidimensionales o tabulares con contornos hexagonales o pentagonales de hasta 5 cm de lado. La intersección de estas fracturas con la superficie externa da lugar a un diaclasamiento de tipo caparazón de tortuga (Fig. 4d), este tipo de grietas

contraccionales ocurren tanto en los flancos como al frente de los tubos.

Particularmente en los flancos del tubo se desarrollan dos tipos de grietas de expansión: longitudinales y transversales (Fig. 4b y 5a). Las grietas de expansión longitudinales son de hasta 6 cm de expansión y pocos milímetros de profundidad con forma de “U” achatada a lo largo de los tubos. Las

grietas de expansión transversales son de pocos milímetros de profundidad y algunos centímetros de extensión, y con frecuencia son rellenas con soluciones carbonatadas posteriores.

En vista frontal los tubos desarrollan tres diferentes geometrías: esféricas a elipsoides con fracturas de puntos triples de crecimiento (*three-armed spreading crack*) (Fig. 4e), que consisten en tres grabens que radian desde el punto triple en ángulos de 120°; esféricas aplastadas, como resultado del colapso de la almohada (Fig. 5d); y lóbulos de terminación con forma de lengua y con arrugas de propagación viscosa (*ropy wrinkles*) (Fig. 4c). Las *ropy wrinkles* se producen en las superficies superiores de las almohadas y constan de crestas alternas y valles, los cuales están curvados con su convexidad apuntando hacia el frente de la almohada.

Características morfológicas internas: En sección transversal los tubos consisten de un núcleo masivo negro de ~20 a 70 cm de diámetro y una costra de enfriamiento de color verde de ~1 cm de espesor. El núcleo masivo se caracteriza por contener fracturas radiales que irradian desde el núcleo, siendo especialmente distintivas cerca de los márgenes, pero en general se preservan parcialmente (Fig. 5f).

Las coladas almohadilladas son afaníticas, microcristalinas, altamente vesiculares y exhiben mayores proporciones de vesículas hacia los márgenes de los tubos. Las vesículas tienen morfología equidimensional y son esféricas a ligeramente ovoides con tamaños que van desde los 2 mm a 1 cm. Las vesículas se disponen tanto aisladas como en grupos que coalescen de a dos o tres por grupo y suelen estar rellenas por vidrio o carbonato (amígdalas). En algunos sectores se encontraron amígdalas de formas ameboideas, con tamaños de hasta 3 cm y rellenas completamente por carbonatos secundarios (Fig. 6a-c).

Algunos tubos contienen enclaves de color marrón con límites irregulares a lobulados inmersos tanto en la costra de enfriamiento como en inmediaciones próximas al núcleo (Fig. 4c y 6).

Macroscópicamente los enclaves tienen tamaños promedio que van desde 1 a 10 cm y texturalmente son homogéneos de grano muy fino. En el contacto con la volcanita, el enclave desarrolla un halo marrón oscu-

ro con fracturas de longitudes milimétricas a centimétricas (Fig. 6a y 6d). Es notable la presencia de fragmentos de la costra de enfriamiento inmersos en el enclave y el enclave desagregado tanto en el núcleo como en la corteza de la colada almohadillada. Así mismo, hay vesículas en la volcanita rellenas por material procedente del enclave.

Petrografía de las coladas almohadilladas y hialoclastita intertubo

Coladas almohadilladas: El núcleo está

compuesto por fenocristales de plagioclasas y fenocristales pseudomorfos inmersos en una matriz intersertal a pilotáxica. Los fenocristales de plagioclasa son euhedrales con tamaños $\sim 0,8$ mm y algunos individuos zonados y otros maclados. Los fenocristales pseudomorfos son subhedrales, tienen tamaños $\sim 1,5$ mm y están reemplazados por ceolitas y calcita. La matriz está compuesta por microlitos de plagioclasa inmersos en una pasta vítrea amigdalóidea. La proporción de amígdalas varían entre 7-10 %,

exhiben morfologías circulares o de límites irregulares con tamaños variables hasta los 5,6 mm de diámetro y están rellenas principalmente por ceolitas y calcita (Fig. 6f). La costra de enfriamiento de la colada (*rind*) adquiere la coloración verde debido a la alteración del vidrio a esmectita. La costra se caracteriza por tener escasos fenocristales de olivino parcialmente reemplazados por minerales arcillosos, micrita y esparita. Los fenocristales están inmersos en una matriz intersertal a pilotáxica compues-

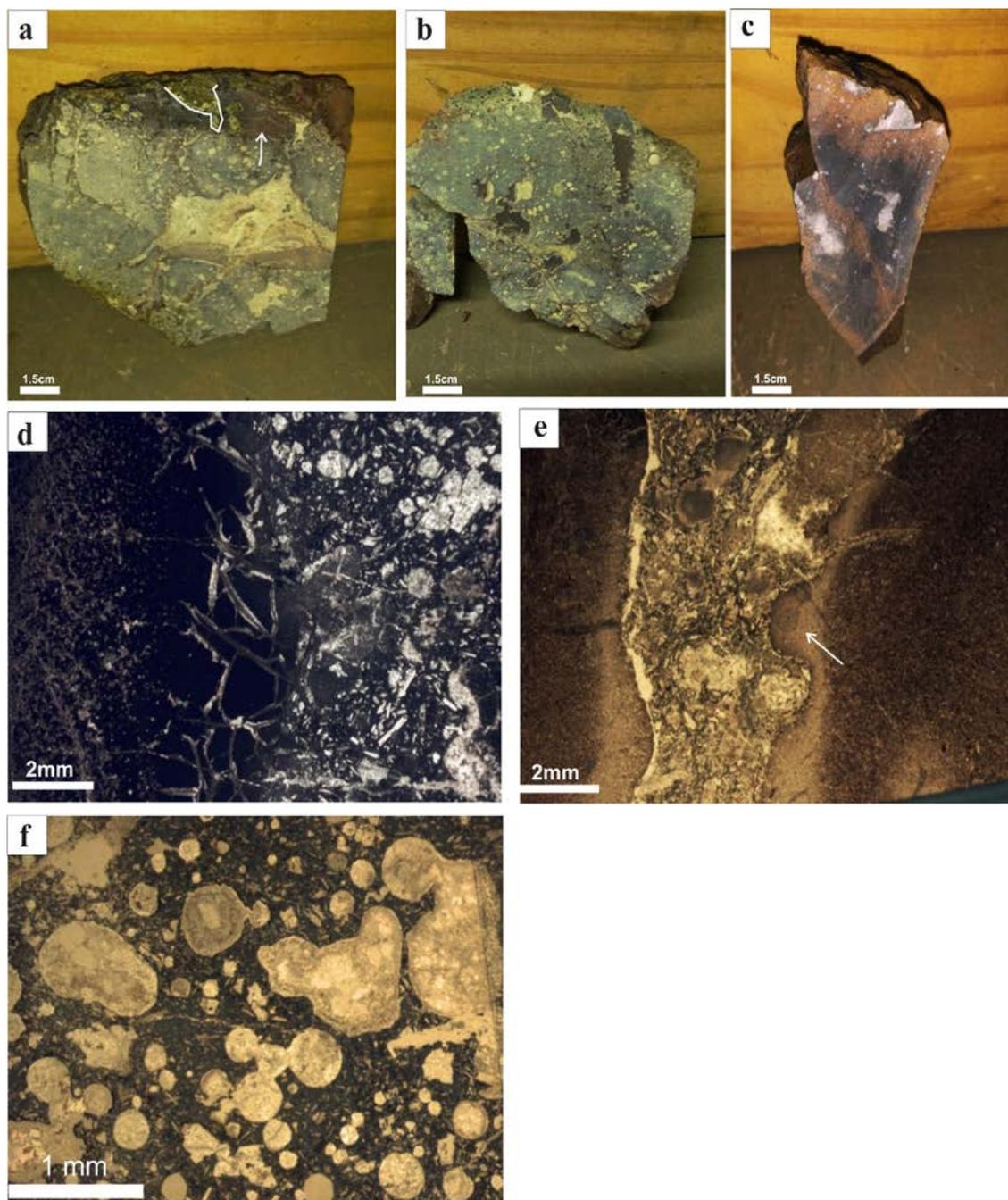


Figura 6: a) Vista en muestra de mano de la sección transversal al tubo. Nótese como las vesículas tienden a separarse desde la amígdala central y ascender por flotación hacia el techo de la costra de enfriamiento (*rind*). La línea color blanca señala una porción de costra de enfriamiento. Por otro lado, se observan las fracturas de extensión con distribución aleatoria en el enclave sedimentario (flecha blanca); b) Note la distribución de enclaves (marrón oscuro) con bordes irregulares dentro del basalto y como material de relleno en vesículas. También al igual que en a) se observan vesículas rellenas por ceolitas (color blanco); c) Nótese como el enclave (marrón oscuro) está desagregado y este material se mezcla con el basalto (negro); d) Microfotografía del contacto enclave-basalto. Observe el desarrollo de fracturas de extensión en el enclave y el relleno de algunas vesículas en el basalto con material del enclave. e) Nótese el desarrollo de un halo de material sedimentario fino en el enclave; f) Microfotografía que muestra la geometría de las vesículas, la coalescencia entre vesículas para generar otras más grandes y el relleno por material micrítico, calcítico y ceolítico.

ta de microlitos de plagioclasa, minerales opacos y vidrio. Es común la presencia de amígdalas en la zona de *rind* con proporciones mayores a las del núcleo (~ 20%). Las amígdalas tienen geometrías circulares, con tamaños promedios de 1 mm y están rellenas por ceolitas principalmente y en menor proporción por parches de esparita y fango micrítico. El relleno de algunas amígdalas es concéntrico y centrípeto desarrollando zonaciones que se disponen en forma paralela a las paredes de la amígdala. La zonación de las amígdalas puede corresponder a dolomita-calcita o fango micrítico en las partes externas y sílice amorfa o ceolitas en la parte interna, o viceversa. Es notoria la presencia de amígdalas rellenas por fango micrítico que presenta ligera laminación paralela. Por otro lado, las amígdalas en el *rind* suelen coalescer dando lugar a formas complejas que incluso se interconectan a través de fracturas. Se observan venas rellenas por fango micrítico de entre 1,5 y 6,4 mm de espesor que atraviesan tanto los enclaves como la roca volcánica. Los enclaves se restringen a la costra de enfriamiento y en las inmediaciones más próximas al núcleo y corresponden a material sedimentario de grano fino y masivo: arcilla, fango micrítico y parches de esparita. El contacto entre enclave y roca volcánica presenta dos tipologías principales: a) contacto neto, con desarrollo de un halo lobulado-irregular de arcilla muy fina sin estructura interna que penetra el dominio volcánico (Fig. 6e); b) contacto neto con desarrollo de fracturas dentro del halo de arcilla muy fina, que algunas se extienden dentro del dominio volcánico. El relleno de estas fracturas consiste predominantemente de fango micrítico.

Hialoclastita intertubo: La roca es fragmentaria, monolitológica conformada por clastos volcánicos basálticos angulosos e irregulares, algunos con textura de rompecabezas (*jigsaw-fit*), inmersos en una matriz totalmente vítrea fragmentaria.

Los clastos basálticos están integrados por fenocristales de plagioclasas y pseudomorfos reemplazados por esparita y ceolitas en una matriz pilotáxica-intersertal formada por microlitos de plagioclasa, vidrio, esmectitas y opacos. En la matriz de los clastos se observa estructuras de flujo evidenciadas por la orientación subparalela de microlitos.

DISCUSIONES

Emplazamiento de las coladas de lava almohadillada

El análisis de las características físicas y morfológicas de las coladas de lavas almohadilladas nos permite inferir condiciones bajo las cuales se formaron. Las morfologías y rasgos físicos pueden ser controlados por factores como la viscosidad de la lava, tasa de enfriamiento, pendiente de depositación, profundidad del agua y tasa de efusión o tasa de erupción de la lava desde un centro activo (*vent*) (e.g. Schnur 2007).

La tasa de enfriamiento es un control primario para el crecimiento de estas coladas, lo cual involucra la temperatura del agua, temperatura de la lava y la tasa de efusión (Schnur 2007). Las coladas de lavas almohadilladas se forman a medida que la lava caliente extruye desde el centro activo (*vent*) y forma una corteza visco-elástica externa al entrar en contacto con el agua fría circundante. Esta corteza se expande por los gases calientes y el flujo continuo de lava a través de los canales alimentadores y de esta manera se forma la estructura típica de almohadillas lobuladas (e.g. Umino *et al.* 2000). El crecimiento de nuevas coladas almohadillada a medida que las primeras se estiran y se agrietan por donde extruye lava fresca, constituye el ciclo completo de crecimiento y avance de la colada de lava almohadillada (Moore 1975). Este ciclo de crecimiento constante podría ser interrumpido por implosiones durante lo cual los tubos de la colada violentamente se contraen, desprendiendo fragmentos de corteza vítrea solidificada (Moore 1975). Estas implosiones presumiblemente se producen cuando los gases dentro del tubo se enfrían y contraen, en consecuencia las presiones del agua rompen la fina corteza externa debilitada por el esfuerzo termal (Moore 1975).

En el área de la quebrada de Las Conchas, los mecanismos primarios que condujeron a la formación de las coladas de lavas almohadilladas quedaron registrados en las características morfológicas externas exhibidas. Es decir, las estructuras tales como corrugaciones, *fault slivers*, grietas de contracción y expansión, cortezas múltiples, geometría de los tubos, terminación de los lóbulos, entre otras; serían indicativas de la dinámica de la colada almohadillada en el cuerpo de agua. Las coladas de lavas almohadilladas tienden

a formarse a tasas de enfriamiento altas, que ocurre cuando la diferencia entre la temperatura de la lava y la del agua es alta (e.g. Schnur 2007). Alternativamente la tasa de efusión y la viscosidad podrían ser lo suficientemente bajas y la tasa de enfriamiento lo suficientemente altas para que la lava se estanque y solidifique dando lugar a coladas de lavas almohadilladas (Gregg y Fink 1995). Por otro lado, los mantos de lava representan condiciones opuestas; presencia de tasas de enfriamiento extremadamente bajas, relacionado a tasas de efusión altas y viscosidades bajas que conduce a que la lava se esparza lateralmente en mantos antes de solidificar (Gregg y Fink 1995).

La tasa de enfriamiento de la lava puede ser deducida en base al espesor de los márgenes enfriados de grano fino (*rinds*) (Dimroth *et al.* 1978). Los márgenes claros y netos indican rápido enfriamiento, mientras que márgenes indiferenciados que gradan desde los centros de las coladas de lavas almohadilladas indican enfriamiento mucho más lento (Dimroth *et al.* 1978). Por otro lado, un bajo volumen en matriz intertubo también puede significar tasas de enfriamiento relativamente bajas (Swanson y Schiffman 1979).

En este sentido, la matriz intertubo descrita en este trabajo como hialoclastita intertubo se habría formado a medida que el flujo de lava basáltico caliente se fragmentaba por *quenching* al ponerse contacto con el agua fría. Es probable que las coladas de lavas almohadilladas en el área de estudio se hayan formado a tasas de enfriamiento bajas a medias, evidencia de lo cual son los *rinds* claros y netos de ~1 cm de grosor, y las capas de hialoclastitas intertubo con espesores que van del milímetro al decímetro de espesor y que ocupan un volumen de ~ 20%.

Otro factor que influye en el crecimiento de las coladas almohadilladas es la tasa de efusión o volumen de aporte desde el *vent* (Schmincke y Bednarz 1990). Las coladas de lavas almohadilladas que disminuyen la sección transversal de los tubos hacia el techo, podría estar controlado por una menor tasa de efusión durante la erupción (Dimroth *et al.* 1978, Busby-Spera 1987, Gillis y Sapp 1997 Wells *et al.* 1979). La presencia en la quebrada de Las Conchas de coladas de lavas almohadilladas intercaladas con mantos de lava podría explicarse como la interacción entre tasa de enfriamiento, tasa

de efusión y viscosidad de la lava (Gregg y Fink 1995). Es decir, tasas de efusión relativamente bajas, viscosidades bajas y tasas de enfriamiento altas resultarían en coladas de lavas almohadilladas.

Las coladas almohadilladas que predominan en el área de estudio tienen secciones transversales con diámetros que van entre los 20 y 70 cm en promedio y la distribución de tamaños a lo largo del perfil es irregular. La aleatoriedad de distribución de tamaños de los tubos, la ausencia de superficies de discontinuidad y material epiclástico entre los espacios intertubo, sugiere que el aporte de lava (tasa de efusión) fue variable pero constante en el transcurso de la erupción.

La pendiente sobre la cual las coladas almohadilladas se depositan es también otro factor que controla su morfología final. Coladas almohadilladas con tubos bulbosos, más redondeos y más grandes tienden a formarse sobre pendientes suaves y aparecen relativamente juntas; mientras que los tubos más pequeños y elongados se forman sobre pendientes moderadas a empinadas mayores a 10° (Walker 1992, Umino *et al.* 2000). Estos últimos tubos tienen grandes porcentajes de brechas y solamente un 25% del material está compuesto por tubos con geometría de almohadillas claras (Walker 1992).

Las coladas de lavas almohadilladas de la quebrada Las Conchas tienen muy bajas proporciones de material intertubo (~20% de volumen y menores) y los tamaños en promedio rondan entre los 20 a 70 cm en diámetro. Estas características permiten sugerir que las coladas se depositaron en pendientes moderadas a suaves. Esta afirmación se corresponde con el ambiente de deposición de las coladas en el cuerpo lacustre somero de tipo perenne, propuesto para el Miembro Morales (*e.g.* Marquillas *et al.* 2005, Damiani 2006).

La profundidad del agua durante el emplazamiento de las coladas de lavas almohadilladas queda registrada en la vesicularidad de la roca. Varios estudios en el fondo oceánico han evidenciado una disminución en la abundancia de las vesículas conforme aumenta la profundidad (*e.g.* Jones 1969, Moore 1975). Esto está relacionado al incremento de la presión con la profundidad del agua, lo cual evita que el gas o el agua se escape después de la extrusión. La vesicularidad de las coladas de lavas almohadilladas

varía alrededor de 10-40% cuando se forman a profundidades someras (< 500m) y menos del 5% a 1000m (Jerram y Petford 2011). Cabe aclarar que esta vesicularidad evidencia la profundidad de la colada en el sitio de su emplazamiento, no la profundidad de extrusión (Jones 1969). Las coladas de lavas almohadilladas cretácicas presentan vesicularidad tanto en el núcleo como en la costra de enfriamiento. La vesicularidad aumenta desde ~7-10 % en el núcleo a un 20 % en la costra, con los mayores tamaños más cerca de la costra. Teniendo en cuenta los estudios de Jerram y Petford 2011, se deduce que el emplazamiento de estas coladas almohadilladas fue en un ambiente somero mucho menor de 500 m de profundidad, correspondiente también con el ambiente lagunar del Miembro Morales.

La presencia de enclaves sedimentarios que desarrollan peperitas dentro de coladas de lavas almohadilladas ha sido identificado previamente por otros autores (*e.g.* McPhie *et al.* 1993, Corsaro y Mazzoleni 2002). En el área de estudio, las características texturales de los enclaves tales como el desarrollo de fracturas por contracción o morfologías lobuladas en las inmediaciones al basalto, amígdalas rellenas por material del enclave y la mezcla íntima entre el enclave y la costra de enfriamiento de la colada; sugiere el carácter sinsedimentario de las coladas almohadilladas que desarrollan peperitas. El desarrollo de estas peperitas dentro de las coladas almohadilladas es improbable que

ocurra durante la efusión de las lavas sobre el fondo del lago, porque el mecanismo de emplazamiento de estas coladas por expansión de la corteza coherente, generalmente evita que un barro sea ingerido. Por tal razón, al igual que lo propuesto por Corsaro y Mazzoleni (2002) en áreas con características similares, se sugiere que la interacción con los sedimentos ocurrió antes de que el magma fuera erupcionado en el fondo lacustre. El calor aportado por el magma al agua poral del sedimento favoreció la remobilización del mismo (*e.g.* Skilling *et al.* 2002, Martin y Németh 2007), tal es así que permitió el desarrollo de un halo de arcilla muy fina en los márgenes del enclave y las amígdalas rellenas por fango micrítico que presentan ligera laminación paralela.

Finalmente, cuando las coladas de lavas almohadilladas se enfriaron en el fondo del lago, la actividad hidrotermal condujo al reemplazo de fenocristales/matriz y relleno de vesículas por esmectita y ceolitas. Esta asociación mineral testifica que la temperatura durante esta actividad fue al menos de 70°-80° (Kristmannsdottir y Tomasson 1978) pero no excedió los 200°C (Tomasson y Kristmannsdottir 1972, Besse *et al.* 1981).

Evolución del magmatismo en cercanía de la localidad de Morales

La actividad freatomagmática en depósitos del Subgrupo Pírgua fue identificada previamente por otros autores. Risso *et al.* (1993)

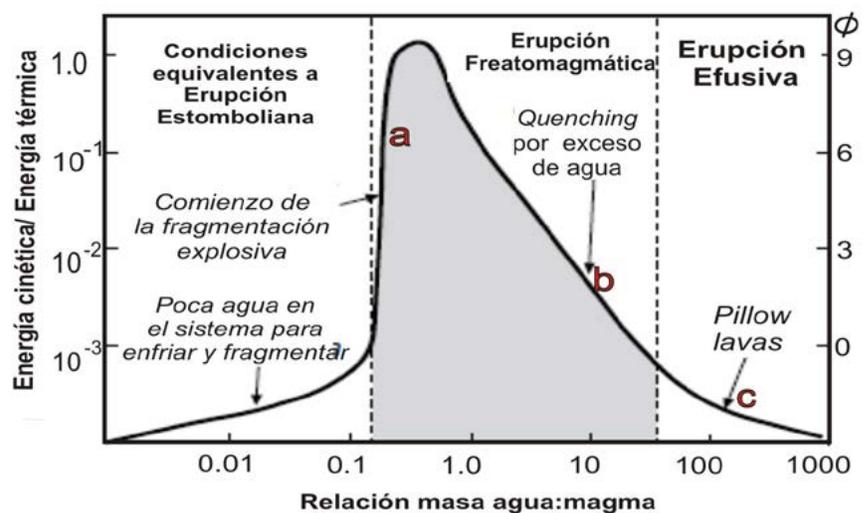


Figura 7: Gráfico ilustrativo que señala cómo la relación agua/magma influye en el estilo eruptivo resultante. Explicación en el texto. Modificado de Gill (2010).

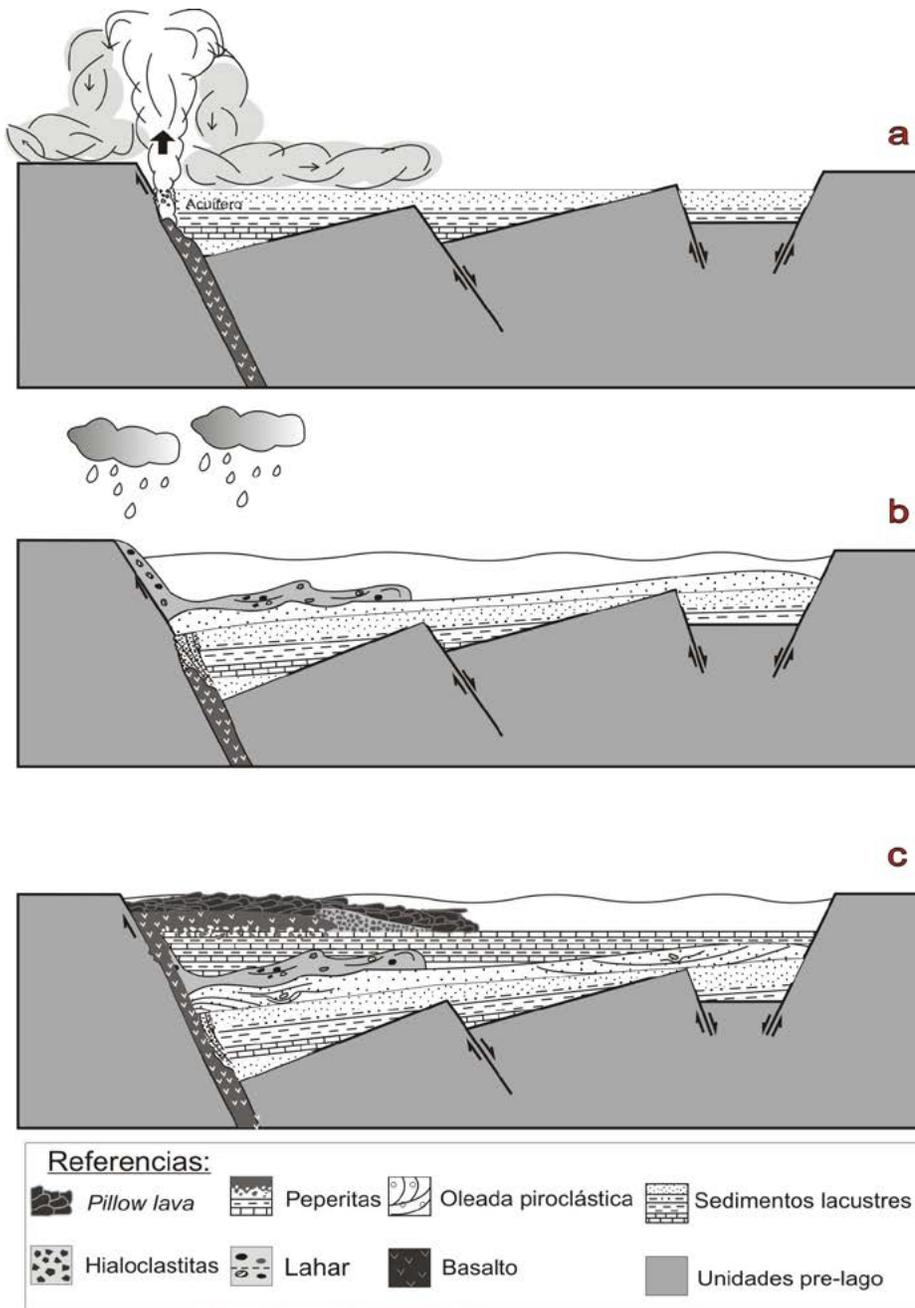


Figura 8: Diagrama esquemático que muestra la evolución del magmatismo en la quebrada de Las Conchas. a) el magmatismo asciende a través de estructuras distensivas vinculadas a la falla Las Conchas. Este pulso magmático interactúa con un acuífero somero y genera el depósito de oleada piroclástica; b) cese de esta actividad explosiva y precipitaciones posteriores remobilizan el material disponible en la cuenca en la forma de un flujo de barro que origina el depósito de lahar; c) Continúa la sedimentación del lago. Un nuevo pulso magmático se inyecta en esta pila sedimentaria desarrollando peperitas. El pulso eruptivo continuado permite que el magma atraviese la cobertura sedimentaria, incorpore material sedimentario y se emplace en la superficie del lago desarrollando las hialoclastitas y las coladas de lavas almohadilladas.

en el área de Tres Cruces interpreta en base a los depósitos de oleadas piroclásticas un edificio explosivo del tipo anillo de tobas, construido por varias fases freatomagmáti-

cas que se sucedieron rápidamente a lo largo de un único episodio eruptivo. Por otro lado, Damiani (2006) señala la presencia de *base surge* intercalado entre las sedimentitas

del Miembro Morales en el arroyo Abra del Sunchal.

Las características texturales de los depósitos en el área de estudio permiten inferir de modo preliminar que las unidades están genéticamente relacionadas. La diversidad de estilos eruptivos asociados al mismo magma y depósitos espacial y temporalmente vinculados entre sí, responderían principalmente a la influencia de factores externos como contenido de agua en el sistema y las características físicas del sustrato donde el magma se intruye. Por tanto, se podría explicar la diversidad de estilos eruptivos originados a partir del mismo magma como una variación de la relación agua/magma en el tiempo. Es decir, a relaciones agua/magma óptimas (0,3 a 10, Gill 2010) y conversión de energía térmica a mecánica alta (Fig. 7a), la fragmentación explosiva del magma habría ocurrido, depositándose en el lago un *base surge*. A medida que esta relación aumentaba, la eficiencia de la interacción sería menor lo que resultaría en un comienzo en el desarrollo de hialoclastitas (Fig. 7b) y posteriormente en el emplazamiento de coladas de lavas almohadilladas (Fig. 7c). En tanto, las peperitas registradas hacia la base de la sucesión, al igual que lo propuesto por otros autores en áreas con características similares, podrían representar registros de mezcla gruesa “congelada” de un estadio de interacción combustible-refrigerante (FCI, *e.g.* Sheridan y Wohletz 1983, Hooten y Ort 2002). Los factores que podrían haber inhibido una actividad explosiva (freatomagmática) podría deberse a una presión de confinamiento baja o a la saturación heterogénea del sedimento huésped (*e.g.* Hooten y Ort 2002).

El volcanismo en el área de estudio al igual que lo propuesto por otros autores se localizó en sectores vinculados a estructuras distensivas como ser la falla Las Conchas (Seggiaro y Aguilera 2006) o a otras estructuras asociadas a la misma (Fig. 8a). En este sentido, un estadio de erupción fisural habría favorecido el ascenso del magma basáltico que habría interactuado con algún acuífero somero o cuerpo de agua superficial (Fig. 8a). En consecuencia, la actividad freatomagmática resultante originó el depósito de oleada piroclástica que se interpreta como un *base surge*. Con el cese de esta actividad explosiva y con las precipitaciones posteriores todo el material disponible en

la cuenca sería removilizado en la forma de un flujo de barro que originó el depósito de *lahar* (Fig. 8b). Cabe aclarar que la actividad volcánica efusiva continuaría durante la depositación del flujo de barro, evidencia de lo cual son las venas de basalto que se inyectan en el depósito de *lahar*. Con el cese de la actividad eruptiva, la sedimentación en el lago habría continuado con la depositación de las sedimentitas lacustres que afloran por encima del depósito de *lahar*. Posteriormente, un nuevo pulso magmático se habría inyectado en esta pila sedimentaria que aún se encontraba inconsolidada y saturada en agua resultando en las peperitas blocosa y globular (Fig. 8c). La actividad magmática sostenida en el tiempo habría favorecido el emplazamiento de coladas de lava en el fondo lacustre desarrollando, en un primer momento, espesos bancos de hialoclastitas seguido por la alternancia de mantos de lava y coladas de lava almohadillada.

La ausencia de sedimentitas en el techo de la sucesión, podría sugerir preliminarmente que estas coladas de lavas almohadilladas colmataron el lago o que la sucesión no está completa.

CONCLUSION

Mediante el análisis estratigráfico y petrográfico de los depósitos que afloran en la quebrada Las Conchas fue posible la caracterización de coladas de lavas almohadilladas asociadas a depósitos volcánicos-sedimentarios.

El volcanismo en el área de estudio estaría vinculado a estructuras distensivas asociadas a la falla Las Conchas de rumbo N-S y se caracteriza por presentar distintos estilos eruptivos asociados a un magmatismo alcalino. En líneas generales, esta diversidad en estilos eruptivos podría ser explicado como originados por una variación de la relación agua/magma en el tiempo. Para ajustar el modelo propuesto de la evolución del magmatismo en la quebrada Las Conchas, serían necesarios mayores estudios estratigráficos y petrográficos de detalle en el área.

Es importante destacar que sería la primera vez que se describen coladas de lavas almohadilladas en el *rift* de Salta y se analizan sus características físicas y morfológicas. Su estudio macroscópico y petrográfico de detalle permitió inferir factores tales como viscosidad, tasa de enfriamiento, pendiente de

depositación, profundidad del agua y tasa de efusión que actuaron en su génesis.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece al Geol. Emilio Barrabino (IBIGEO) por su contribución en las tareas de campo. Al Sr. Victor Liendro (Técnico del Laboratorio de Petrotomía del Instituto Geonorte- UNSa.) por la realización de los cortes delgados, y al Dr. Walter Báez (INENCO) por su contribución intelectual para la realización de las discusiones del trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Besse, D., Desprairies, A., Jehanno, C. y Kolla, V. 1981. Les paragenèses de smectites et de zeolites dans une serie pyroclastique d'age eocene moyen de l'Océan Indien (D.S.D.P., Leg 26, Site 253). *Bulletin of Mineralogy* 104: 56-63.
- Busby-Spera, C.J. 1987. Lithofacies of Deep Marine Basalts Emplaced on a Jurassic Backarc Apron, Baja California (Mexico). *Journal of Geology* 95: 671-686.
- Corsaro, R. A. y Mazzoleni, P. 2002. Textural evidence of peperites inside pillow lavas at Acicastello Castle Rock (Mt. Etna, Sicily). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114: 219-229.
- Cristiani, C., Del Moro, A., Matteini, M., Mazzuoli, M. y Omarini, R.H. 1999. The Tusquilla plutonic complex, Central Andes: age, petrology and geodynamic significance. II Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, Actas 1: 34-35, Córdoba.
- Damiani, S. 2006. Estratigrafía y sedimentología del Miembro Morales (cretácico superior) de la formación las curtiembres en la quebrada de Las Conchas, provincia de Salta. Tesis profesional, Universidad Nacional de Salta (inédita), 66 p., Salta.
- Dimroth, E., Cousineau, P., Leduc, M. y Sanschagrín, Y. 1978. Structure and organization of Archean subaqueous basalt flows, Rouyn-Noranda area, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Science* 15: 902-918.
- Galliski, M.A. y Viramonte, J.G., 1988. The Cretaceous palerift in northwestern Argentina: A petrologic approach. *Journal of South American Earth Science* 1: 329-342.
- Gillis, K.M. y Sapp, K. 1997. Distribution of porosity in a section of upper oceanic crust exposed in the Troodos Ophiolite. *Journal of Geophysical Research* 102(B5): 10133-10149.

- Gill, R. 2010. *Igneous rocks and processes: a practical guide*. John Wiley & Sons 428 p., Oxford.
- Goto, Y. y McPhie, J. 2004. Morphology and propagation styles of Miocene submarine basaltic lavas at Stanley, northwestern Tasmania, Australia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 130: 307-328.
- Gregg, K.P.G. y Fink, J.H. 1995. Quantification of submarine lava-flow morphology through analog experiments. *Geology* 23: 73-76.
- Halpern, M. y Latorre, C.O. 1973. Estudio geocronológico inicial de las rocas del Noroeste de la República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28: 196-205.
- Hooten, J.A. y Ort, M.H. 2002. Peperite as a record of early stage phreatomagmatic fragmentation processes: an example from the Hopi Buttes volcanic field, Navajo Nation, Arizona, USA. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114: 95-106.
- Jerram, D. y Petford, N. 2011. *The field description of igneous rocks*. John Wiley & Sons 238p, Oxford.
- Jones, J.G. 1969. Pillow Lavas as Depth Indicators. *American Journal of Science* 267: 181-195.
- Jones, J.G. y Nelson, P.H.H. 1970. The flow of basalt lava from air into water—its structural expression and stratigraphic significance. *Geological Magazine* 107: 13-19.
- Kristmannsdottir, H. y Tomasson, J. 1978. Zeolite zones in geothermal areas in Iceland. En: Sand, L.B. y Mumpton, F.A. (eds.), *Natural Zeolites. Occurrence, Properties, Use*. Pergamon Press, 277-284, London.
- Martin, U. y Németh, K. 2007. Blocky versus fluidal peperite textures developed in volcanic conduits, vents and crater lakes of phreatomagmatic volcanoes in Mio/Pliocene volcanic fields of Western Hungary. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 159: 164-178.
- Marquillas, R.A., Del Papa, C. y Sabino, I.F. 2005. Sedimentary aspects and paleoenvironmental evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous-Paleogene), northwestern Argentina. *International Journal of Earth Sciences* 94: 94-113.
- McPhie, J., Doyle, M. y Allen, R. 1993. *Volcanic Textures*. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies. Universidad de Tasmania, 202 p., Hobart.
- Moore, J.G. 1975. Mechanism of formation of pillow lava: pillow lava, produced as fluid lava cools underwater, is the most abundant volcanic rock on earth, but only recently have divers observed it forming. *American Scientist* 63: 269-277.

- Moore, J.G. y Schilling, J.G. 1973. Vesicles, water, and sulfur in Reykjanes Ridge basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 41: 105-118.
- Moreno, J.A. 1970. Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico superior en la cuenca del noroeste Argentino, con especial mención de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25: 9-44.
- Ramos, V.A. y Aleman, A. 2000. Tectonic evolution of the Andes. *Tectonic Evolution of South America* 31: 635-685.
- Reyes, F.C. y Salfity, J.A. 1972. Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del noroeste Argentino. 5º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 355-385, Córdoba.
- Reyes, F.C., Viramonte, J.G., Salfity, J.A. y Gutierrez, W. 1976. Consideraciones sobre el vulcanismo del Subgrupo Pirgua (Cretácico) en el Norte Argentino. 6º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 205-223, Bahía Blanca.
- Risso, C., Falcone, M.E., Viramonte, J.G. y Rinaldi, C.A., 1993. Centro eruptivo cretácico Tres Cruces, provincia de Salta: un ejemplo de mecanismo eruptivo hidromagmático. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 48: 155-168.
- Sabino, I.F., 2002. Geología del Subgrupo Pirgua (Cretácico) del noroeste argentino. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédita), 261 p., Salta.
- Sabino, I.F., 2004. Estratigrafía de la Formación Yesera (Cretácico): Base del relleno sinrift del Grupo Salta, noroeste argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 341-359.
- Salfity, J.A. 1979. Paleogeología de la cuenca del Grupo Salta (Cretácico-Eogénico) del norte de Argentina. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1:505-515, Tucumán.
- Salfity, J.A. y Marquillas, R.A., 1981. Las unidades estratigráficas cretácicas del norte de Argentina. En: Volkheimer, W. y Musacchio, E. (eds.), *Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur 1*. Asociación Geológica Argentina, 303-317, Buenos Aires
- Salfity, J.A. y Marquillas, R.A., 1994. Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group basin, Argentina. En: Salfity, J.A. (ed.), *Cretaceous tectonics of the Andes*. Earth Evolution Sciences Monograph Series, Vieweg & Sohn, 266-315, Braunschweig/Weisbaden.
- Salfity, J.A. y Marquillas, R.A. 1999. La cuenca cretácico-terciaria del Norte Argentino. En: Caminos, R. (ed.), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29: 613-626, Buenos Aires.
- Scanferla, A., Agnolin, F., Novas, F., de la Fuente, M., Bellosi, E., Baez, A. M. y Cione, A. 2011. A vertebrate assemblage of Las Curtiembres Formation (Upper Cretaceous) of northwestern Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales nueva serie* 13: 195-204.
- Schminke, H.-U. y Bednarz, U. 1990. Pillow, sheet flow, and breccia flow volcanoes and volcano-tectonic hydrothermal cycles in the Extrusive Series of the northeastern Troodos ophiolite (Cyprus). In *Ophiolites oceanic crustal analogues: proceedings of the symposium 'Troodos 1987'*, 185-206.
- Schnur, S. R. 2007. An Analysis of the Morphology and Physical Properties of Pillow Lavas of the Nicasio Reservoir Terrane, Marin County, California: Implications for Seamount Formation and Structure. Tesis de Maestría, Carleton College (inédito), 92 p., Northfield.
- Seggiaro, R. y Aguilera, N. 2006. Inversión Tectónica en la quebrada de las Conchas, provincia de Salta. *Asociación Geológica Argentina, Serie D*: 128-135.
- Sheridan, M.F. y Wohletz, K.H., 1983. Hydrovolcanism: Basic considerations and review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 17:1-29.
- Sheth, H., Meliksetian, K., Gevorgyan, H., Israyelyan, A. y Navasardyan, G. 2015. Intracanyon basalt lavas of the Debed River (northern Armenia), part of a Pliocene-Pleistocene continental flood basalt province in the South Caucasus. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 295: 1-15.
- Skilling, I.P., White, J.D.L. y McPhie, J. 2002. Peperite: a review of magma-sediment mingling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114: 1-17.
- Swanson, S.E. y Schiffman, P. 1979. Textural Evolution and Metamorphism of Pillow Basalts from the Franciscan Complex, Western Marin County, California. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69:291-299.
- Tomasson, J. y Kristmannsdottir, H. 1972. High temperature alteration minerals and thermal brines, Reykjanes, Iceland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 36: 123-135.
- Turner, J.C.M. 1959. Estratigrafía del cordón de Escaya y de la sierra de Rinconada (Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 13: 15-39.
- Turner, J.C.M. y Méndez, V., 1979. Puna. En *Geología Regional Argentina* (Coor.: J. C.M. Turner), Academia Nacional de Córdoba 1: 13-56, Córdoba.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T. y Cerdan, J. 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. En: Tankard, A.J. y Balkwill, H.R. (eds.), *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 46: 599-614, Tulsa.
- Umino, S., Lipman, P. W. y Obata, S. 2000. Subaqueous lava flow lobes, observed on ROV KAIKO dives off Hawaii. *Geology* 28: 503-506.
- Vallance, J. W. 2000. Lahars. *Encyclopedia of volcanoes*. Elsevier, 601-616, Amsterdam.
- Valencio, D.A., Giudice, A., Mendia, J.A. y Oliver, G. 1976. Paleomagnetismo y edades K-Ar del Subgrupo Pirgua, Provincia de Salta, República Argentina. 6º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 527-542, Bahía Blanca.
- Vespermann, D. y Schmincke H. U. 2000. Scoria cones and tuff rings. *Academic Press*, 683-694, Oxford.
- Viramonte, J.G., Kay, S.M., Becchio, R., Escayola, M. y Novitski, I. 1999. Cretaceous rift related magmatism in central-western South America. *Journal of South American Earth Sciences* 12: 109-121.
- Walker, G.P. 1992. Morphometric study of pillow-size spectrum among pillow lavas. *Bulletin of Volcanology* 54: 459-474.
- Wells, G., Bryan, W.B. y Pearce, T.H. 1979. Comparative Morphology of Ancient and Modern Pillow Lavas. *Journal of Geology* 87: 427-440.
- Wood, C.A. 1980. Morphometric evolution of cinder cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 7: 387-413.
- Yamagishi, H., 1985. Growth of pillow lavas - evidence of pillow lavas of Hokkaido, Japan and North Island, New Zealand. *Geology* 13: 499-502.