

Caracterización de eventos glacivolcánicos en el Complejo volcánico Caviahue-Copahue y en la Formación Hualcupén, provincia del Neuquén

Juan M ALBITE¹, Nicolás C. VIGIDE² y Alberto T. CASELLI^{3,4}

¹Universidad de Buenos Aires-CONICET, Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales (IGeBA), Buenos Aires.

²Universidad de Buenos Aires-CONICET, Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" (IDEAN), Buenos Aires.

³Laboratorio de Estudios y Seguimiento de Volcanes Activos (LESVA), Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, UNRN-CONICET, Río Negro.

⁴Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

Email: jmalbite@gmail.com

Editor: Pablo Caffè

RESUMEN

El glacivolcanismo es una subdisciplina de la volcanología relativamente joven, con poco desarrollo en la Zona Volcánica Sur de los Andes. Los productos asociados solo difieren de aquellos emplazados de forma subaérea por sus morfologías y texturas, asociadas al enfriamiento brusco de los mismos. El hidromagmatismo presente está asociado al agua generada por fusión de hielo y/o nieve producto del emplazamiento del magma en superficie. El Complejo volcánico Copahue Caviahue resulta un caso interesante donde se observan, a lo largo de un amplio período de tiempo de su evolución, varias de estas morfologías y texturas glacivolcánicas, así como un importante y recurrente hidromagmatismo. En este trabajo se detallan los productos glacivolcánicos hallados, sus morfologías y texturas, y las posibles interpretaciones paleoambientales para su génesis. También se describen por primera vez, y detalladamente, productos hidromagmáticos de importancia en secuencias pre-pleistocenas. El hallazgo de productos glacivolcánicos no correlacionables a las coladas singlaciarias del volcán Copahue implica una novedad. Tales rocas serían, al menos, pleistocenas, y su génesis compatible con un paleoambiente frío para la época, que probablemente fue favorable para la generación de cuerpos de hielo de pequeño volumen en altura o grandes acumulaciones nivéas.

Palabras clave: *Volcán Copahue, glacivolcanismo, hidromagmatismo, Pleistoceno, Zona Volcánica Sur.*

ABSTRACT

Characterization of glacivolcanism in the Caviahue Copahue Volcanic Complex and the Hualcupén Formation, Neuquén province. Glacivolcanism is a relative young discipline that has scarce development in the Southern Volcanic Zone of the Andes. The glacivolcanic and subaerial products only differ in the resultant morphologies and textures due to higher cooling rates. The related hydrovolcanic products form as a consequence of the melted water when the magma interacts with ice or snow. These products are indistinguishable from the hydrovolcanic products not related to ice-magma interactions. The Caviahue Copahue Volcanic Complex is a leading case to study this type of volcanism. Many of the main glacivolcanic types, morphologies and textures form the complex. The hydrovolcanic products are also common, related to magma interactions with different amounts of surface water. This work provides a detailed description of the glacivolcanic products found, their main morphologies and textures, and the possible paleoambiental conditions for their emplacement. Recently found hydrovolcanic products in pre-pleistocene formations are also described. These glacivolcanic products described in pre-Copahue units has important implications, as they suggest that the climatic conditions during Pleistocene and previous times were cold. These paleoenvironmental conditions probably favoured the development of small volume isolated ice bodies or snow accumulations.

Keywords: *Copahue Volcano, glacivolcanism, hydromagmatism, Pleistocene, Southern Volcanic Zone.*

INTRODUCCIÓN

El glaciocvolcanismo es una subdisciplina de la volcanología relativamente joven en el mundo y que ha tenido grandes avances en las últimas décadas, especialmente en Canadá e Islandia, donde es posible observar la dinámica eruptiva bajo condiciones de espesas capas de hielo. Allí es donde se han registrado los fenómenos más típicos de las erupciones subglacia-rias, su dinámica, evolución y productos resultantes. Desde las erupciones recientes, como el Eyjafjallajökull en 2010 (Gudmunsonn *et al.* 2012) que afectaron seriamente la actividad aerocomercial en Europa, esta temática ha ganado interés y se ha estudiado en detalle, a través de la evolución de estos complejos volcánicos y sus productos, las evidencias de glaciocvolcanismo.

Una erupción subglaciaría se produce cuando el magma se extruye debajo de una capa de hielo. Para el análisis y entendimiento de este tipo de erupciones resultaba importante comprender qué ocurre con el sustrato, con el magma y con el cuerpo de hielo, determinar si los productos volcánicos asociados siempre tendrán texturas, morfologías y aspectos similares, y si hubo factores que pudieran condicionar el tipo de erupción y las características de dichos productos. Diferentes autores han logrado determinar que tanto la naturaleza de los magmas como las condiciones del hielo, la conductividad térmica del sustrato y la eficiencia de drenaje subglacial controlan los productos volcánicos resultantes (Smellie 2000, Smellie y Skilling 1994, Mee *et al.* 2006).

Por otro lado, en la Cordillera de los Andes, a pesar de tener evidencias de volcanismo y glaciario sincrónicas en la Zona Volcánica Sur (Stern 2004), la disciplina está escasamente desarrollada. Trabajos recientes como Watt *et al.* (2013) y Lachowycz *et al.* (2015) abordaron esta temática para el arco volcánico argentino-chileno, El propósito de este trabajo es presentar nuevas y detalladas evidencias de glaciocvolcanismo e hidromagmatismo en el Complejo volcánico Copahue Caviahue, así como una descripción detallada de morfologías y texturas volcánicas asociadas.

MARCO GEOLÓGICO

El Complejo volcánico Copahue Caviahue (37° 42' S - 71° 15' O, 38° S - 70° 50' O) se encuentra en el extremo norte de la Zona Volcánica Sur-Sur (Stern 2004). Está formado por un conjunto de unidades volcánicas y volcanoclásticas emplazadas en un ambiente de arco. Se destaca el activo estratovolcán Copahue de casi 3000 msnm de altitud y una caldera volcánica de 15 x 20 km cuyo origen es controversial (Fig. 1). Varias hipótesis se han planteado respecto de la actividad eruptiva que dio origen a estas rocas, la ubicación y naturaleza de los centros eruptivos, así como de la edad y evolución del CVCC (p.ej: Mon 1987, Pesce 1989, Melnick *et al.* 2006). Estas controversias no serán abordadas en este trabajo, pero resulta importante resumir y resaltar las principales características para comprender el marco en el cual se desarrolló el mismo.

Las rocas más antiguas corresponden a la Formación Hualcupén (Pesce 1989), correlacionables con la Formación Cola de Zorro en el sector chileno (González y Vergara 1962). Esta unidad representa la actividad volcánica pliocena (Linares *et al.* 1999, Muñoz y Stern 1988) en el área e involucra intercalaciones de andesitas potásicas, andesitas basálticas y aglomerados volcánicos de actitud subhorizontal emplazados en un ambiente de arco. Pesce (1989) la atribuye a un estadio pre-caldera cuyo final está marcado por el emplazamiento de los flujos piroclásticos sin-caldera correspondientes a la Formación Riscos Bayos, definida por JICA (1992). Muñoz y Stern (1988) y Linares *et al.* (1999) obtuvieron para esta formación edades K/Ar en roca total promedio de $4,3 \pm 0,2$ Ma. Niemeyer y Muñoz (1989) obtuvieron una edad promedio de 4 Ma y edades tan jóvenes como 1 Ma.

Posteriormente a la generación de la caldera, el volcanismo está representado por la Formación Las Mellizas (Delpino y Bermúdez 1993, Melnick *et al.* 2006, Sruoga y Consoli 2011). Esta unidad está compuesta por andesitas basálticas, andesitas y traquitas aflorantes dentro de la depresión, y por ignimbritas de composición traquítica a traquiandesítica (Albite 2016) o traquidacítica (Mazzoni y Licitra 2000, Caselli *et al.* 2008). Los mismos se

corresponden con los Depósitos de Flujos Piroclásticos del Lago Caviahue (DFPLC, Mazzoni y Licitra 2000). Linares *et al.* (1999) obtuvieron una edad promedio K/Ar en roca total sobre andesitas de 2,6 Ma, mientras que Sruoga y Consoli (2011) presentan una edad Ar/Ar en roca total de 0,125 Ma sobre las mismas rocas.

Completan la secuencia post-caldera los llamados derrames de fondo de valle o Formación Trolope de edad K/Ar de 1 Ma (Linares *et al.* 1999) formados por coladas traquiandesíticas fisurales (Pesce 1989, Albite 2014). Finalmente, la Formación Copahue es la unidad que representa el volcanismo del último millón de años y comprende a las rocas generadas a partir de la actividad del volcán Copahue. Fue dividida en miembros según su relación con los cuerpos de hielo que ocuparon la caldera durante todo el Pleistoceno. Se han interpretado a una serie de domos y coladas dómicas vítreas, porfíricas y composición traquiandesítica como productos de volcanismo singlaciarío asociados al último máximo glacial (Bermúdez y Delpino 1999, Melnick *et al.* 2006, Sruoga y Consoli 2011).

Algunos autores han destacado la existencia de glaciaciones pleistocenas y, de forma periférica, su relación con la actividad volcánica del complejo. Groeber (1921) describe la geomorfología de la caldera y sus alrededores y propone dos máximos glaciarios locales. Bermúdez y Delpino (1999) coinciden con esta propuesta y proveen una edad ^{14}C de 30 ka sobre un arco morénico terminal. González Díaz (2005) por su parte define una única glaciación pleistocena, la cual habría desarrollado una calota alcanzando los 500 m de espesor y difluencias glaciarias sobre los valles circundantes. Este autor descarta la existencia de dos máximos glaciarios a partir de la redefinición de depósitos morénicos como avalanchas de rocas (González Díaz 2003).

A su vez, tanto Delpino y Bermúdez (1993) como Melnick *et al.* (2006) y Sruoga y Consoli (2011) describieron como rocas singlaciarías una serie de coladas dómicas andesíticas y traquiandesíticas con texturas pseudo almohadilladas pertenecientes a la Formación Copahue. De acuerdo con su interpretación el emplazamiento tuvo que haber tenido lugar en un

período finiglacial dado que estas texturas se forman en presencia de grandes volúmenes de agua. Estas rocas afloran en la ladera oriental del volcán Copahue y en algunos sitios más alejados del mismo, en la zona central de la caldera.

GLACIVOLCANISMO E HIDROMAGMATISMO

Factores que controlan las morfologías glacivolcánicas

a) *El espesor del hielo y la topografía subglaciaria:* Lescinsky y Fink (2000), Mee *et al.* (2006) y Soriano *et al.* (2013) diferencian entre volcanismo sometido a condiciones de “hielo delgado” (<150 m de espesor) o “hielo espeso” (>150m). Cuando el espesor de hielo es menor a 150 m, éste tiende a derretirse rápidamente transportando el agua generada y los productos eruptivos lejos del centro emisor (Smellie y Skilling 1994). Durante el transporte, los productos interactúan de formas complejas, generando depósitos distintivos topográficamente confinados (Smellie 2000). Algunas sucesiones se encuentran apiladas verticalmente sugiriendo una mayor duración del evento volcánico. Si el espesor de hielo es mayor a 150 m, se forma un lago subglaciario a menos que el drenaje de agua subglacial sea lo suficientemente eficiente como para no permitir la acumulación de agua (Smellie y Skilling 1994, Smellie 2000, 2002)

b) *La naturaleza del magma:* La viscosidad, contenido de volátiles, tasa eruptiva y temperatura de los magmas juegan un rol importante en la morfología del producto final. Cuando el magma presenta una mayor viscosidad se observa que el enfriamiento es más lento (aún en presencia de agua externa) formando, por ejemplo, almohadillas de mayor tamaño (Walker, 1992). Los magmas con alto contenido de volátiles presentan una conductividad térmica más eficiente, favoreciendo la fusión de la capa de hielo y, en consecuencia, erupciones explosivas que dan lugar a productos fragmentarios. Wilson y Head (2002) concluyen que para magmas máficos con 1% en peso de H₂O el espesor mínimo de hielo necesario para que se inhiba su fragmentación es de 500 m, mientras que para magmas con 0,25% de H₂O



Figura 1. Mapa de ubicación de la zona de estudio.

el espesor mínimo es de 100 metros. Es decir que condiciones de hielo más espeso son necesarias para evitar la fragmentación del magma, sobre todo cuando es rico en volátiles. En condiciones de hielo más delgado y mayores concentraciones de vapor de agua en el magma, la exsolución de agua interna genera fragmentación, resultando en el emplazamiento de depósitos hialoclásticos e hidromagmáticos, que pueden alcanzar extensiones laterales de hasta 2 km y espesores de 1 m al cabo de una hora de erupción (Wilson y Head 2002).

Productos glacivolcánicos típicos

Los productos glacivolcánicos pueden ser

efusivos o explosivos. Solo difieren de los productos de emplazamiento subaéreo por sus morfologías y texturas superficiales de enfriamiento, y en algunos casos, por la morfología del depósito. Corresponden a lavas, diques, filones capa y domos, que suelen presentar texturas de enfriamiento brusco (*quenching*) y ser cuerpos mayormente vítreos, donde las capas vítreas externas sobreenfriadas están siempre presentes y son de espesor variable en cada caso (Lescinsky y Fink 2000). Las coladas de lava suelen presentar baja relación alto/ancho y gran extensión areal, mientras que los domos suelen encontrarse aislados (Mathews 1958, Kelman 2005). Los filones capa crecen lateral y verticalmente, sin fragmentarse en gene-

ral. Este crecimiento está favorecido por la formación de una corteza vítrea sobre-enfriada en la superficie de contacto con el hielo que impide que se funda, inhibiendo la fragmentación del magma (Wilson y Head 2002). Esto resulta especialmente importante dado que los filones se intruyen en la discontinuidad hielo-sustrato (Wilson y Head 2002) favorecido por la diferencia de densidades y propiedades de los materiales entre un glaciar o capa de hielo y el sustrato.

Por otro lado, los productos explosivos son en esencia productos hidromagmáticos fragmentarios, donde el agua proviene de la fusión del hielo o nieve superficial. Estos incluyen brechas hialoclásticas, hialotobas, peperitas, depósitos de corrientes de densidad piroclástica diluida y lahares asociados. Las brechas hialoclásticas, hialotobas y peperitas derivan de la desintegración, brechamiento *in situ* y desprendimiento de cuerpos volcánicos efusivos, o de explosiones asociadas a generación de vapor producto del contacto de la lava con agua poco profunda o con sedimentos saturados en agua (Kokelaar 1986). Esto implica que, si bien son depósitos fragmentarios hidromagmáticos, el volumen de agua involucrada es poco abundante.

Fracturas, disyunciones columnares y tipos de morfologías subglaciares

El enfriamiento de un cuerpo lávico es radiativo cuando es subaéreo, y convectivo cuando vapor o agua externa están involucrados en el proceso. En este caso se produce una aceleración del enfriamiento, generando celdas convectivas más pequeñas y resultando en disyunción columnar de menor diámetro (Budkewitsch y Robin 1994). En consecuencia, los tipos de disyunción columnar típicamente asociados al emplazamiento subglaciar o relacionado al contacto con hielo, nieve o agua de fusión, son las columnas subverticales de pequeño diámetro (< 60 cm), con abundantes estrías perpendiculares frecuentemente curvas, disyunción en roseta o abanico que forma entabladuras (Forbes *et al.* 2012, 2014), disyunciones "columna en columna" (Spörl y Rowland 2006) o estructuras rugosas (Conway *et al.* 2015). Asimismo, la disyunción catáfilas, localmente radial o irregular, y los

patrones complejos de lajosidad fina son otras morfologías típicas de emplazamiento en contacto con hielo. Las mismas se concentran en los márgenes laterales externos de cada producto volcánico efusivo por contacto con un cuerpo frío (hielo o nieve) (Kelman 2005, Conway *et al.* 2015). La disyunción de tipo "columna en columna" se forma producto de fracturas por contracción en dos direcciones preferenciales, de las cuales la principal es perpendicular al sustrato y la secundaria es perpendicular a la superficie en contacto con el cuerpo frío (Spörl y Rowland 2006). Las estructuras rugosas (*crease structures*) constituyen un tipo de morfología asociada a enfriamiento rápido en coladas y domos en contacto con hielo en algunas de sus superficies (flujos limitados por el hielo o endicados por el hielo, Conway *et al.* 2015). Las fracturas pseudo-almohadilladas (Forbes 2012) se producen por presencia de agua o vapor en el enfriamiento. Se caracterizan por el desarrollo de una fractura principal curvilinear perpendicular a la dirección de enfriamiento de la cual nacen otras fracturas en variadas direcciones. Su escala puede ser centimétrica o métrica.

Las fracturas y sus morfologías, en consecuencia, reflejan la historia de enfriamiento de estas rocas, y es el complejo patrón resultante de ellas lo que determina, por ejemplo, el tipo de disyunción columnar del flujo. Su formación comienza en la superficie externa del cuerpo, propagándose de afuera hacia adentro. Aquellas que se forman en una lava luego de su emplazamiento subaéreo experimentan pocos cambios en su espaciado y son generalmente subverticales. En cambio, aquellas que se producen como consecuencia de la interacción con agua, nieve o hielo presentan una progresión en su morfología y espaciado. Hacia el exterior del flujo en general las fracturas son más abundantes, irregulares y menos espaciadas (producto del enfriamiento brusco) y hacia el centro del cuerpo se vuelven más regulares y es mayor el espaciado, con menor densidad, lo que evidencia que primero se forma la capa externa vítrea, mientras el interior continúa moviéndose (Lescinsky y Fink 2000). Esto evidencia una zonación en el tipo de fracturas y, en consecuencia, en la morfología de cada cuerpo volcá-

nico desde el exterior hacia el centro del mismo. Complementariamente, hay una variación en la cristalinidad de las coladas desde la superficie vítrea hacia el interior de tipo microcristalino. Asimismo, la palagonita suele rellenar estas fracturas constituyendo otro rasgo diagnóstico de enfriamiento en presencia de agua o hielo.

Lescinsky y Fink (2000) realizaron una clasificación de las fracturas según su morfología en: poligonales, en láminas, pseudo-almohadilladas (*pseudo pillow*), fragmentarias o formadoras de trizas (*shard-forming*) y ásperas (*hackly*). Asimismo, agruparon a todos los productos efusivos y explosivos típicos, y las geoformas glaciocvolcánicas resultantes en función del confinamiento del magma bajo el hielo y el volumen de magma asociado. Cada uno de los campos resultantes contiene también las morfologías de fracturas más comúnmente formadas en cada caso y sobre cada producto. Las morfologías del grupo I (Fig. 2) presentan márgenes vítreos con fracturas poligonales, son geoformas potentes con bordes empinados y fracturas subhorizontales debido al confinamiento debajo del hielo y al enfriamiento contra su borde. Algunas presentan también evidencias de contacto con encharcamientos de agua. Los domos y lóbulos (coladas) presentan texturas de pseudo-almohadillas penetrantes y la diferencia es que los domos muestran evidencias de confinamiento mientras que los lóbulos no.

El grupo II (Fig. 2) se caracteriza por menor confinamiento del magma y mayor cantidad de agua. Las geoformas suelen presentar márgenes vítreos con fracturas continuas y las fracturas se extienden por todo el flujo. Son generalmente de morfología poligonal o caótica. Asimismo, se suelen formar disyunciones con columnas angostas en una zona superior de entabladura (15-20 cm) y más anchas en la inferior de columnatas (40-60 cm). Incluye montañas chatas (*table mountains*) y flujos de lava con morfología de esker (*esker-like lava flows*).

Finalmente, el grupo III (Fig. 2) agrupa a las geoformas volcánicas asociadas a grandes cantidades de agua y poco o nulo confinamiento del magma bajo el hielo. Presentan típicamente fracturas con morfología pseudo-almohadillada en los bordes vítreos e incluyen domos y lóbulos

de lavas almohadilladas. Suelen también presentar textura en corteza de pan y las fracturas pueden tener una penetración de hasta 1 metro dentro del flujo. Las erupciones bajo estas condiciones generan acumulaciones de lavas almohadilladas, hialoclastitas y hialotobas intercaladas y deltas de lavas almohadilladas (sucesiones llamadas Mòbergs). Esta secuencia de productos es típica de geformas volcánicas como las Tuyas, que son grandes edificios volcánicos subglaciaros de techo plano (Mathews 1947, Smellie y Skilling 1994; Russell *et al.* 2014).

GLACIVOLCANISMO EN EL COMPLEJO VOLCÁNICO CAVIAHUE, COPAHUE Y LA FORMACIÓN HUALCUPÉN

A partir de la observación y el análisis de campo en afloramientos de 8 sitios distribuidos en la caldera y en su borde sur, fue posible identificar rasgos morfológicos sobre algunos cuerpos de lava y domos de diferentes edades, y geformas atribuibles a enfriamiento en contacto con cuerpos de hielo. Los sitios de estudio corresponden al cerro Pirámide en el borde sur de la caldera (sitio 1), el valle de Pucón Mahuida (sitio 2), el centro de Esquí de Caviahue (sitio 3), la zona al sur de Las Máquinas y la cantera aledaña a las lagunas Las Mellizas (sitio 4), el valle afluente del arroyo Blanco (sitio 5), la zona de bajada hacia Trolope (sitio 6), , al norte de Copahue y Anfiteatro, la zona del arroyo Trolope y el salto del Agrio en el norte de la caldera (sitio 7) y la ladera oriental del volcán Copahue (sitio 8) (Fig. 3). Los ocho sitios analizados muestran evidencias compatibles con glaciovolcanismo e hidromagmatismo, siendo las principales morfologías, texturas y productos presentados en los perfiles esquemáticos (Fig. 4).

Morfologías glaciovolcánicas e hidromagmatismo en la Formación Hualcupén

El perfil que corresponde a la Formación Hualcupén, que alcanza los 350 metros de espesor aproximadamente, se levantó sobre un valle fluvial que nace en un circo glaciario que se dispone al este del cerro Pirámide (sitio 1, Figs. 3 y 5a). La base

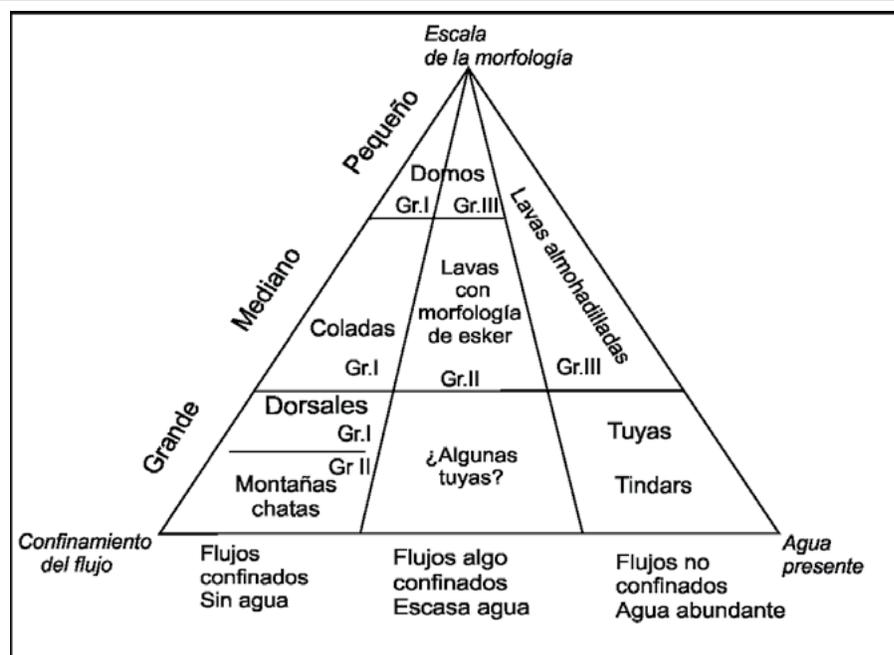


Figura 2. Triángulo de clasificación de geformas glaciovolcánicas modificado de Lescinsky y Fink (2000).

se encuentra cubierta por depósitos aluviales y de bloques erráticos. Los primeros 200 metros corresponden a una serie de bancos tabulares de conglomerados y brechas epiclásticas compatibles con las características de la sección inferior de la Formación Hualcupén.

Por encima se dispone una serie de coladas y filones capa de composición andesítico basáltica y andesítica, intercalados con brechas líticas volcánicas polimícticas y brechas epiclásticas. Dichas coladas están asociadas a una serie de diques porfíricos o afíricos que las intruyen (Fig. 5 a, b y c). Se pudieron individualizar al menos 4 diques de rumbo N 55° E y 50° de inclinación (Fig. 5c). Esta sección completa aproximadamente 40 metros. Por encima de la última colada que forma un escalón estructural en el valle, se dispone un afloramiento de base cubierta por vegetación que completa 7 m de potencia. Consiste en una brecha lítica matriz sostenida, masiva y caótica con litoclastos que alcanzan localmente el metro de diámetro, con mala selección. La naturaleza de dichos litoclastos es similar a las lavas y diques circundantes. En contacto neto se dispone una sucesión de brechas líticas matriz sostenidas con mala selección de 3 metros de espesor (aunque moderadamente mejor seleccionada que la unidad basal), gris con tonos amarillos y masivas. Los litoclastos tienen entre 10 y 30 cm

de diámetro, son andesíticos subredondeados, interpretándose como litoclastos accesorios, y se encuentran inmersos en una matriz tobácea amarilla y masiva. Estas brechas están intercaladas con tobas lapillíticas líticas matriz sostenidas mejor seleccionadas, con litoclastos y matriz tobácea laminada de color amarillo. Son frecuentes las intercalaciones con lentes de entre 5 y 10 cm de espesor de tobas vítreas clasto sostenidas. Esta sucesión se interpreta como una serie de depósitos de corrientes de densidad piroclástica diluida (Fig. 5d y e). Por encima se disponen una serie de brechas líticas análogas a las basales que alcanzan los 15 metros de espesor y se encuentran intruidas por un dique porfírico color gris subvertical. Ambas brechas masivas caóticas pueden ser interpretadas como depósitos volcaniclasticos compatibles con lahares (Fig. 5f y g). Hacia el tope del perfil sobre el lateral occidental del circo glaciario se disponen unos 10 metros cubiertos y, por encima, se encuentra una colada andesítica lajosa vítrea con escaso contenido de fenocristales y una secuencia volcaniclastica (Fig. 5h) que consiste en una brecha lítica monomíctica basal de 1 m de espesor formada por litoclastos similares a la colada superior y una matriz de tamaño lapilli amarilla. Los litoclastos son escoriáceos, vesiculares y presentan fracturas poligonales y bordes vítreos. La colada superior

alcanza los 5 metros de espesor, es porfírica con matriz vítrea y presenta desarrollo de dos patrones de fracturas principales: uno vertical que forma columnas de hasta 20 cm de diámetro y otro perpendicular y menos desarrollado de diámetro similar. La secuencia es interpretada como una brecha hialoclástica basal producto de interacción agua-magma.

Glacivolcanismo e hidromagmatismo en la Secuencia Las Mellizas: Coladas, diques y domos traquíticos

Dentro de la Secuencia Las Mellizas se

han observado una serie de coladas dómicas, domos y flujos lávicos con características compatibles con emplazamiento en contacto con hielo y nieve. En el valle de Pucón Mahuida (Sitio 2, Fig. 3 y 6a), un gran valle glaciario de casi 1 km de ancho con orientación NE-SO, se destaca una serie de afloramientos aislados con morfología de colada dómica o domo pequeño, de 3 metros de potencia promedio con disyunción columnar de entre 10 y 20 cm de diámetro con disposición en abanico (Fig. 6b y c). Son coladas friables, vítreas y porfíricas con 30 % fenocristales de plagioclasas principalmente. Presentan desarrollo de disyunciones columnares en

roseta de diámetro promedio de 20 cm en las partes masivas del flujo (Fig. 6b y c). Los bordes generalmente desarrollan lajosidad fina vertical o inclinada, frecuentemente formando disyunción catafilar. Uno de estos cuerpos forma un pequeño túnel de lava elongado en dirección NO-SE perpendicular al valle, cuya superficie presenta lajosidad fina con láminas de 5 cm de espesor. Su ubicación estratigráfica es incierta. Se ha observado que se disponen por encima de las ignimbritas de la Secuencia Las Mellizas que forman la base de este valle (Fig. 3).

En el valle del arroyo Dulce hacia el centro de esquí de Caviahué (sitio 3, Fig. 4) aflora una secuencia de coladas fisurales en bloque o aa, coladas dómicas, escasos diques, ignimbritas y conos de *spatter* pertenecientes a la Secuencia Las Mellizas y coladas básicas a intermedias relacionadas al edificio principal del volcán Copahué. Las coladas vítreas friables se disponen generalmente por encima de las ignimbritas y se correlacionan con las del sitio 2 (Fig.3). En la figura 6d se observa un afloramiento subvertical de 1,5 m de espesor que lateralmente grada a un lóbulo de iguales características y 3 metros de espesor, con desarrollo de fracturas con patrones caóticos, curvos o rectilíneos, en dos direcciones preferenciales, compatibles con fracturas pseudo almohadilladas. Hacia arriba se observa otra colada dómica de unos 7 m de espesor con desarrollo de disyunción columnar de entre 13 y 35 cm, algo recurvada, que apoya sobre las ignimbritas Las Mellizas (Fig. 6e). Presenta también en la parte superior y algunos laterales desarrollo de lajosidad fina. Las fracturas presentan frecuente relleno de palagonita.

Se han hallado asociadas a algunas coladas dómicas vítreas, una serie de brechas líticas monomíticas masivas con abundantes fragmentos líticos juveniles angulosos, similares composicional y texturalmente a estas coladas, inmersos en una matriz de tamaño lapilli poco consolidada de color amarillo, que se interpretan como brechas hialoclásticas (Fig. 6f). Se encuentran relacionadas a la base de domos de textura análoga a los descriptos anteriormente, pero de menor desarrollo, los cuales alcanzan los 2 m de potencia (Fig. 6g).

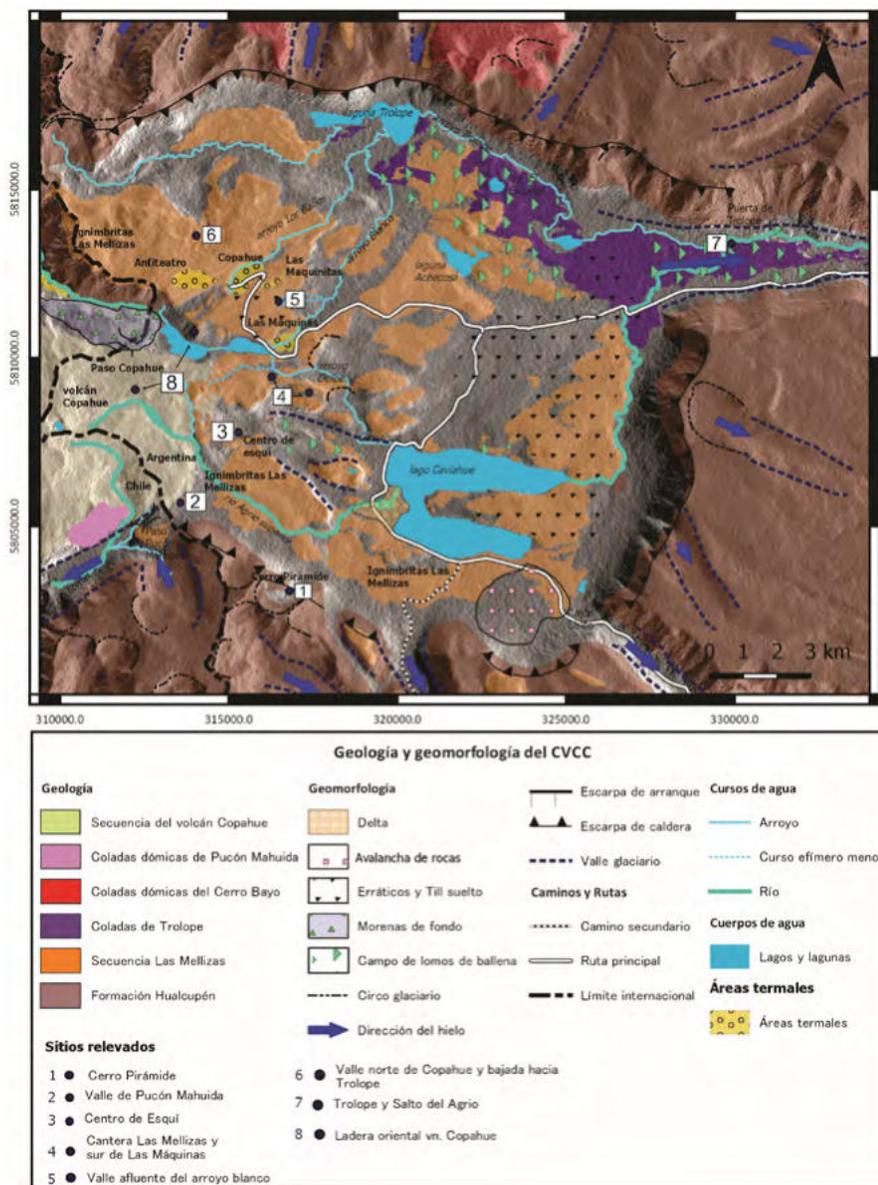


Figura 3. Mapa geológico esquemático de la zona de estudio basado en relevamientos de campo propios e imágenes satelitales.

En el sitio 4 entre el arroyo Dulce y el cerro Las Máquinas (Fig. 3), aflora una serie de domos vítreos porfíricos con fenocristales de plagioclasas y piroxenos, alineados en dirección casi E-O (Fig. 7). El centro de estos cuerpos dómicos presenta disyunción columnar de entre 15 y 30 cm de diámetro, fracturas poligonales rellenas de palagonita, friables y deleznales (Fig. 7a, b y c). Sus bordes desarrollan lajosidad fina vertical de 2 a 5 cm de espesor, textura porfírica en matriz vítrea y mayor consolidación (Fig. 7b). Estos domos están asociados a una serie de coladas lajosas vítreas con superficies poligonales que forman parte del valle del arroyo Dulce, el lateral sur del valle del arroyo afluente del arroyo Dulce (Fig. 7d, e y f) y el paredón occidental de la ruta 26 (Fig. 7g y h). Los mismos se encuentran asociados a las ignimbritas Las Mellizas (Fig. 7e). Su relación estratigráfica es compleja dado que una facies de la ignimbrita Las Mellizas, aflorante hacia el oeste de los domos (Fig. 7e), apoya sobre los mismos, mientras que hacia el este la ignimbrita se encuentra en un nivel topográfico más bajo. De acuerdo con Albite (2014), estos domos y coladas son correlacionables, por textura y composición idénticas, a las coladas lajosas que afloran en la península del lago Caviahue y en el valle del arroyo Dulce (Fig. 7g y h), las cuales se encuentran debajo de las ignimbritas de manera inequívoca (Fig. 8). Coladas de igual textura y composición también afloran lateralmente a los depósitos ignimbríticos en los alrededores de las lagunas Las Mellizas y en la cantera homónima (Fig. 3), donde se encuentran alterados a palagonita y con texturas que gradan desde columnas de pequeño diámetro en la base a lajosidad fina hacia el techo con superficies poligonales (Fig. 7 i y j).

En el valle del afluente norte del arroyo Blanco (sitio 5, Fig. 3), ubicado entre las áreas termales de Las Máquinas y Las Maquinillas (Fig. 3), se dispone una potente colada masiva porfírica, vítrea friable (Fig. 9a) con desarrollo de entabladuras (Fig. 9b). Promedia los 5 m de espesor y alcanza localmente los 8 metros (Fig. 9b). En la zona de la cabecera del valle se dispone sobre un depósito de 7 metros de brechas líticas monomíticas con matriz tamaño lapilli grueso de color amarillo por alteración

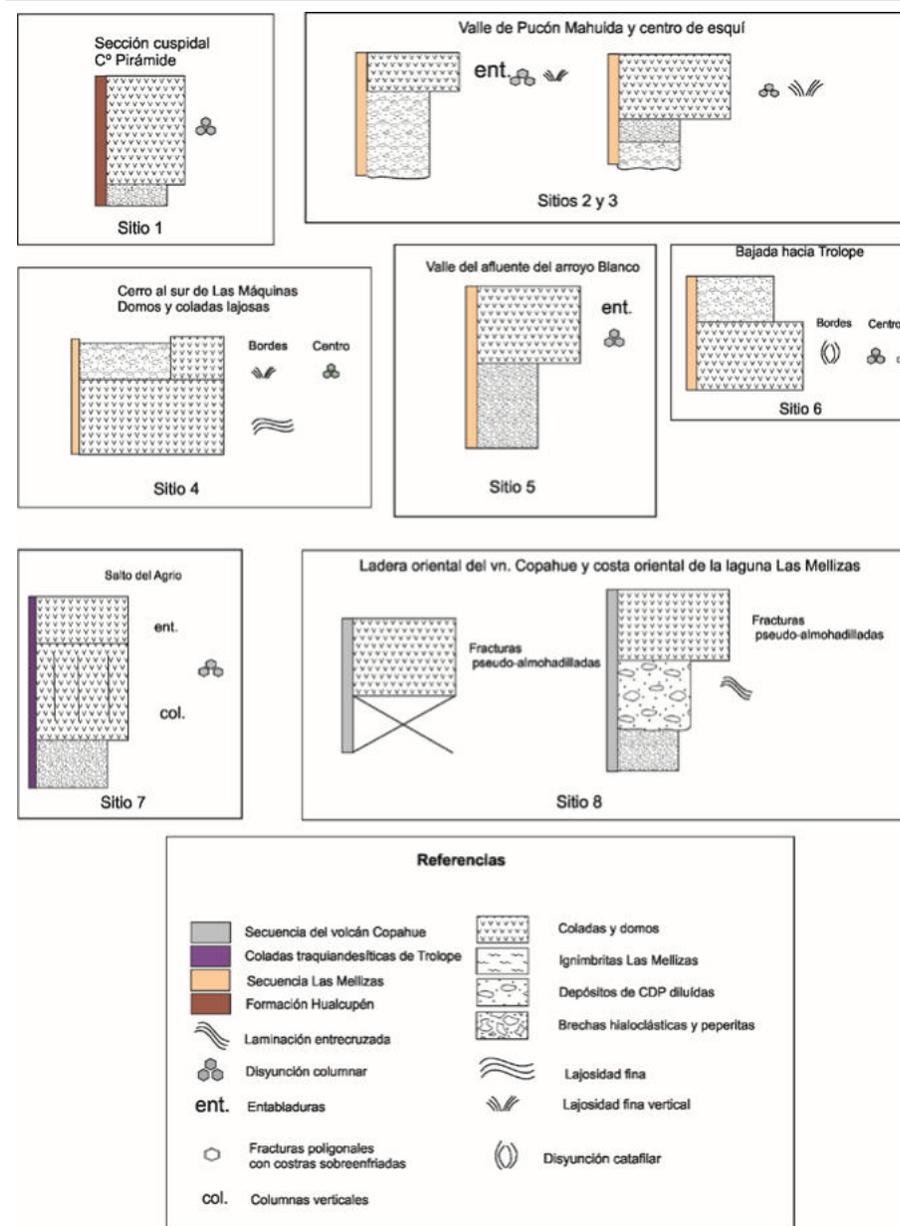


Figura 4. Esquemas idealizados de los sitios 1 a 8. Ent: Entabladuras. Col: Columnas verticales.

a palagonita (Fig. 9b y c). Los fragmentos líticos de mayor tamaño (hasta 1 m), redondeados, suelen presentar lajosidad con capas finas formando disyunción catafilar (Fig. 9d). Las capas internas de dichos litoclastos presentan una progresión en el espaciamiento de las lajas, aumentando su espesor hasta volverse un bloque masivo de textura porfírica (Fig. 9d). La naturaleza de los bloques y la de los fragmentos de lapilli son idénticas, siendo interpretadas como producto de un brechamiento *in situ* de la colada superior, típico de hialoclastitas. Hacia el sudeste se reconocen una serie de diques de azimut 20° de composición idéntica las de las coladas, con tex-

turas lajosas en los bordes y masivas a vesiculares en el centro, los cuales serían alimentadores de estas coladas. Adicionalmente, las coladas suelen desarrollar patrones de fracturas curvilineales que delimitan lóbulos con cortezas vítreas sobreenfriadas (Fig. 9e). Tanto las coladas como los diques rellenan el valle de este pequeño arroyo y se disponen por debajo de las ignimbritas Las Mellizas (Fig. 8). En el sector al norte de Copahue (bajada hacia Trollope, sitio 6, Fig. 3) aflora una serie de coladas de lava que rellenan los valles de la villa de Copahue y pequeños valles E-O entre Copahue - Anfiteatro (en lo que dimos a llamar "bajada hacia Trol-

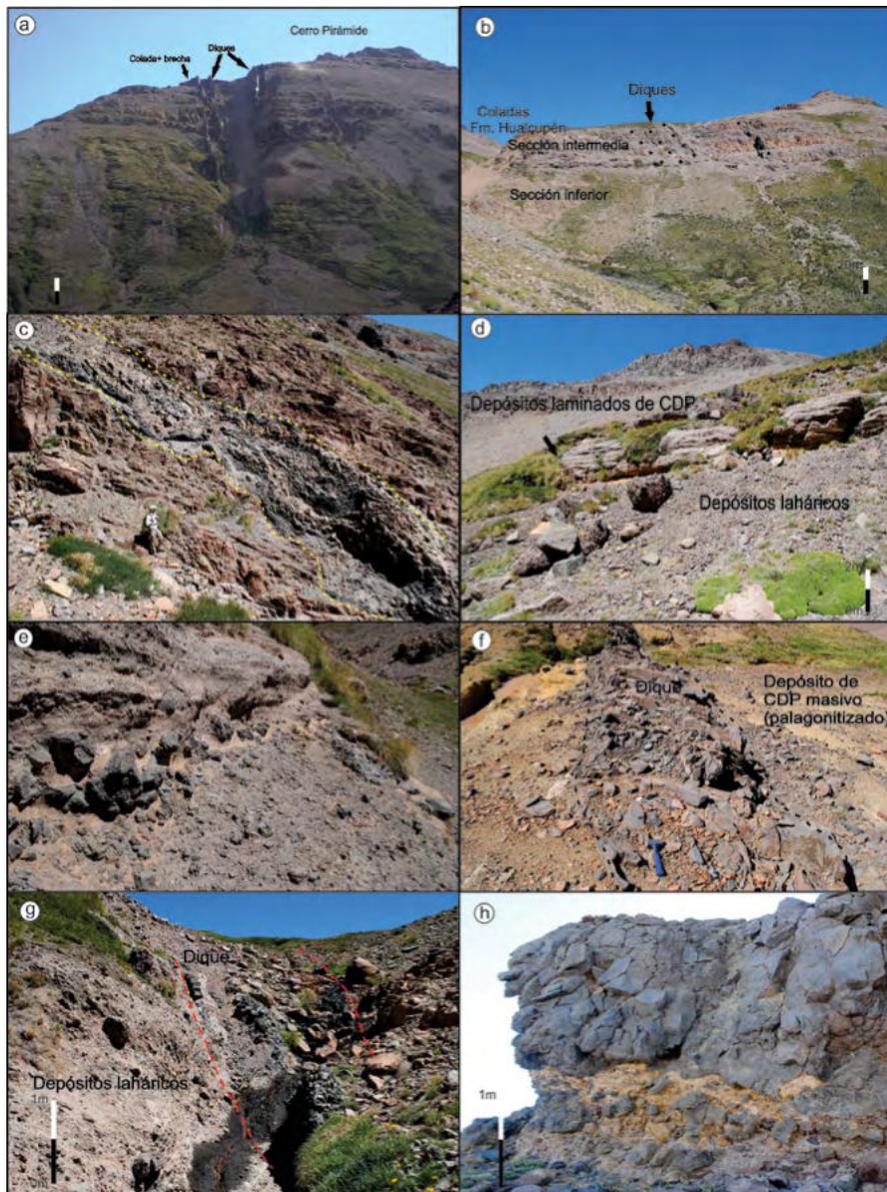


Figura 5. Sitio 1: Cerro Pirámide a) Vista sur de los afloramientos de la sección media del cerro Pirámide y detalle de los enjambres de diques asociados; b) Diques y coladas de la sección inferior de la Formación Hualcupén por encima de los conglomerados; c) Dique intruyendo coladas y conglomerados en la parte inferior del perfil; d) Depósitos de corrientes de densidad piroclástica diluidas laminados intercalados con una brecha masiva interpretada como depósitos laháricos, en sección media del perfil; e) Vista cercana del depósito lahárico en continuidad con una facies mejor seleccionada superior; f) Lahar intruido por dique en el arroyo; g) Dique vertical intruyendo un depósito piroclástico masivo palagonitizado en la base del circo glaciar (sección media-superior del perfil); h) Brecha hialoclástica y colada cuspidal del cerro.

pe" para facilitar la nomenclatura). Estas coladas son generalmente vítreas, porfíricas y con variable grado de consolidación. En particular en el valle de la bajada hacia Trolope las coladas son dómicas, presentan un espesor de 4 metros y son tipo masivas o en bloques (Fig. 10a y b), con estrías y surcos glaciares. En la cabecera del valle se puede observar que las texturas y patrones de fracturas presentan variaciones entre el centro de la colada y sus bordes. El centro presenta fracturas

poligonales a caóticas, formando disyunciones horizontales que varían entre 12 y 45 cm de diámetro. Los bordes de dichas columnas presentan una corteza vítrea sobreenfriada (Fig. 10c y d). Hacia el borde de dicha colada la textura se vuelve deleznable con disyunciones columnares de menor diámetro, fracturas poligonales y bordes con marcada lajosidad que resulta en disyunción catafilar. Estas coladas son previas a las ignimbritas Las Mellizas (Fig. 8, 10a y b).

Morfologías glaciolvolcánicas en las coladas traquiandesíticas de Trolope

Las coladas de fondo de valle o Trolope, que afloran en el curso del arroyo homónimo (sitio 7, Fig. 3) desarrollan disyunción columnar subvertical en la parte inferior y en roseta formando entabladuras en la parte superior (Fig. 11). Son coladas traquiandesíticas de 61 % SiO₂ (Albite, 2014) vítreas, porfíricas, con fenocristales de plagioclasas y piroxenos inmersos en una matriz vítrea color negro. Afloran en toda la traza del arroyo Trolope y parte del río Agrio inferior (Fig. 11a) principalmente, donde sus afloramientos más importantes se encuentran alrededor de las lagunas Trolope, el Escorial y en el salto del Agrio (Fig. 3). Las coladas forman lomos de ballena, presentando estrías glaciares y surcos de dirección E-O muy marcados. Esta zona constituye el bloque más deprimido de la caldera del Agrio donde aparecen abundantes geformas glaciares como ser lagos en rosario y lomos de ballena. El salto del Agrio (Fig. 11b) se desarrolla sobre estas coladas que en este sitio presentan un espesor aproximado de 10 metros, formando columnas verticales de unos 40 cm de diámetro que se apoyan sobre un depósito de brechas líticas grises laminadas formado por bombas y bloques escoriáceos en matriz tobácea vítrea. La parte superior de la colada forma entabladuras con columnas entre 10 y 30 cm de diámetro, frecuentemente con bordes vítreos sobreenfriados y formando lóbulos bastante irregulares de entre 1 y 5 m de espesor.

Morfologías glaciolvolcánicas en el volcán Copahue.

Finalmente, en la ladera oriental del volcán Copahue y adyacencias de las lagunas Las Mellizas (sitio 8, Fig. 3) afloran una serie de coladas dómicas vítreas color negro que han sido descritas anteriormente como lavas singlaciares de la secuencia del volcán Copahue (Melnick *et al.* 2006). Las mismas presentan desarrollo de fracturas pseudo almohadilladas y cortezas vítreas sobreenfriadas (Fig. 12a). Su espesor alcanza los 10 m en algunos casos y su extensión y volumen está circunscrito a estas zonas. Los cuerpos dómicos y coladas aflorantes en



Figura 6. Sitios 2 y 3: Valle de Pucón Mahuida hacia Chile y centro de esquí. a) Vista general hacia el sudoeste, se ven las ignimbritas formando la base del valle, laterales un cuerpo cómico y por encima el domo Pucón Mahuida y las coladas preglaciarias del volcán Copahue; b) Colada con entabladuras en el borde y un centro masivo; c) Detalle de disyunciones en abanico; d) Dique vítreo con fracturas caóticas; e) Entabladuras sobre colada vítrea en el centro de esquí de Caviahue; f) Vista de brecha lítica monomítica con matriz palagonitizada, formando una brecha hialoclástica basal a un domo vítreo del centro de esquí; g) Domo vítreo con disyunción columnar sobre la brecha hialoclástica de f).

la ladera nororiental del volcán Copahue, cercanos a las lagunas Las Mellizas (Fig. 12b) se encuentran por encima de las lavas basales del edificio de dicho volcán, frecuentemente asociados a depósitos de corrientes de densidad piroclástica diluidas producto de erupciones hidromagmáticas focalizadas y brechas hialoclásticas (Fig. 12b, c, d y e). Las rocas efusivas son de color negro, vítreas, con cortezas sobreenfriadas y bien consolidadas. Presentan textura porfírica con fenocristales de plagioclasas y escasos piroxenos. Estas características son análogas a la de los cuerpos lávicos descritos en otros sitios de análisis. Presentan también disyunción columnar de pequeño diámetro (< 50cm) con estrías perpendiculares usualmente curvas, delimitada por patrones de fracturas poligonales o caóticas y, en algunos casos, fracturas pseudo almohadilladas (Fig. 12f).

DISCUSIÓN

A partir de las evidencias halladas en las rocas del área estudiada, es posible discutir sobre la relación entre la existencia de cuerpos de hielo y el magmatismo que dio lugar a algunas unidades del Complejo volcánico Copahue-Caviahue y la Formación Hualcupén.

El perfil realizado en el cerro Pirámide, el cual comprende rocas pertenecientes a la Formación Hualcupén, representa un volcanismo dominado por diques, filones capa y coladas básicas o intermedias. Este volcanismo de carácter efusivo se encuentra intercalado con eventos explosivos, los cuales están representados por los depósitos de corrientes de densidad piroclástica diluidas. La sucesión cuspidal es atribuible a un evento efusivo donde el gran enjambre de diques andesíticos por-

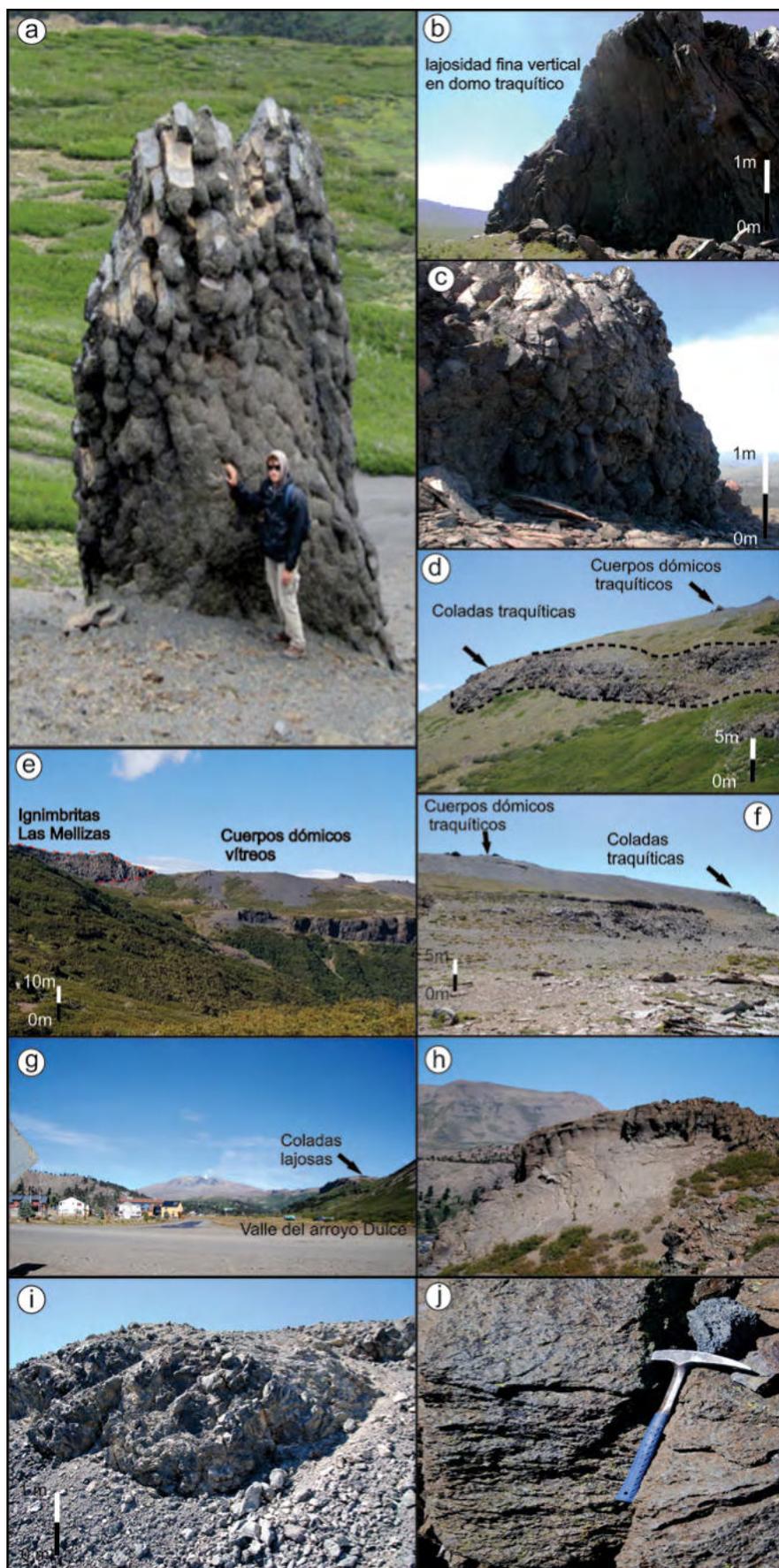


Figura 7. Sitio 4: Domos y coladas traquíticas del cerro entre Las Máquinas y Caviahue; a) Centro de uno de los cuerpos dómicos con disyunción columnar; b) Borde de domo traquítico con lajosidad fina; c) Detalle de disyunciones con varios patrones de fracturas curvos, poligonales y caóticos; d) Coladas traquíticas lajosas por debajo de los domos de igual composición desde las Máquinas (vista desde el norte); e) Ignimbritas en contacto con los domos traquíticos en el cerro (vista desde el centro de esquí, hacia el noreste); f) Vista sur del cerro; g) Vista norte del afloramiento de las coladas lajosas traquíticas sobre el valle del arroyo Dulce y la ruta 26, a la salida del Caviahue; h) Vista de cerca de las coladas en g); i) Colada vítrea con fracturas palagonitizadas en la cantera Las Mellizas; j) Lajosidad fina y fracturas poligonales superficiales de la parte superior de dichas coladas.

fíricos verticales se emplazó inicialmente en contacto con un pequeño cuerpo de hielo o un encharcamiento, formando la brecha hialoclástica basal. El pasaje de una brecha basal a una colada con un patrón de fracturas poligonales a caóticas, podría indicar una disminución en la cantidad de agua externa involucrada durante el enfriamiento (Lescinsky y Fink 2000). La actividad hidromagmática, así como el hallazgo de brechas hialoclásticas en estos niveles permiten definir al menos la existencia de agua concomitante con el vulcanismo plio-pleistoceno que representa la Formación Hualcupén de acuerdo con las edades radimétricas actualmente disponibles.

Dentro de la caldera del Agrío, las evidencias de hidromagmatismo y glaciocanismo son abundantes. Se concentran esencialmente en un conjunto de domos y coladas dómicas de composición traquítica (Albite 2014, 2016) pertenecientes a la Secuencia Las Mellizas y aflorantes en los sitios 2 a 8 descritos anteriormente. Éstos se encuentran generalmente rellenando valles de cursos fluviales menores o aislados topográficamente dentro de valles glaciarios de mayor envergadura, y en todos los casos en estrecha relación estratigráfica con las ignimbritas Las Mellizas. Se trata de rocas color negro, porfíricas con fenocristales de plagioclasas y piroxenos inmersos en matriz vítrea. Los domos aislados aflorantes en los grandes valles glaciarios como en los sitios 2, 3 y 4, generalmente presentan fracturas poligonales y disyunción en abanico formando entabladuras. Las fracturas pseudo almohadilladas son relativamente menos frecuentes. Asimismo, se observan variaciones entre los bordes y el núcleo de estos domos en las estructuras y texturas

Unidad	Litologías	Sitio 1	Sitio 2	Sitio 3	Sitio 4	Sitio 5	Sitio 6	Sitio 7	Sitio 8
Secuencias del volcán Copahue	Coladas y domos traquiandesíticos con pseudo almohadillas								
Coladas traquiandesíticas de Trolope	Coladas traquiandesíticas con entabladuras								
Secuencia Las Mellizas	Domos y coladas vítreas								
	Ignimbritas Las mellizas								
Fm. Hualcupén	Coladas vítreas traquíticas/hialoclastitas asociadas								
	Hialoclastitas y coladas con fracturas poligonales								

Figura 8. Morfologías glaciolvolcánicas y correlaciones entre sitios de todas las unidades descritas y analizadas.

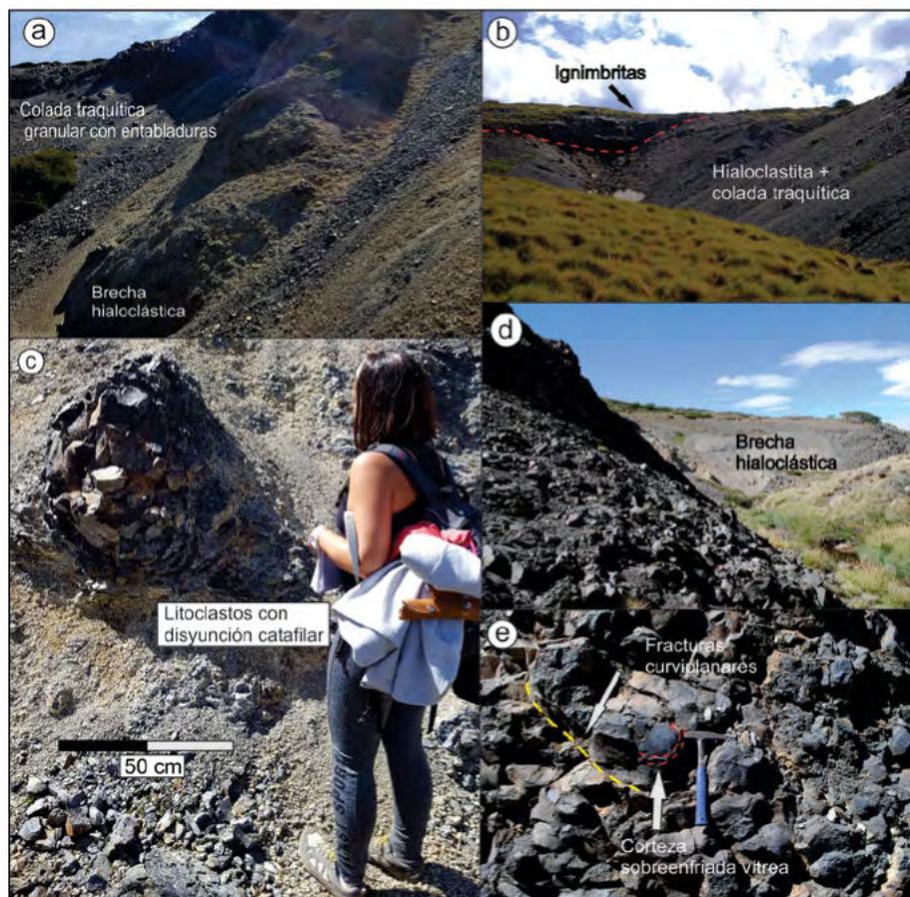


Figura 9. Sitio 5: Valle del afluente del arroyo Blanco y cantera Las Mellizas. a) Colada con entabladuras sobre brecha hialoclastica en el centro del valle; b) Ignimbritas sobre las coladas traquíticas; c) Litoclasto de naturaleza idéntica a la colada traquítica, disyunción catafilar, con matriz lapíllitica y progresión creciente de espaciamento de fracturas de afuera hacia adentro; d) Vista hacia el norte del valle de la colada y la brecha hialoclastica; e) Vista de cerca de la colada en d), se observa en detalle de los lóbulos con fracturas curviplanares y corteza vítreasobreenfriada.

de enfriamiento resultantes, donde los bordes desarrollan disyunción catafilar y lajosidad fina en algunos casos, mientras que en otros preservan las disyunciones previamente descritas con densidad de fracturas importante, delimitando columnas de diámetros más pequeños en promedio. Hacia el centro de estos domos generalmente se observa una disminución de densidad de las fracturas, un cambio

en la morfología de las mismas y en la cristalinidad de la roca, como en el sitio 4 al sur del cerro Las Máquinas (Fig. 7). En sitios como el centro de esquí (Fig. 3) se asocian en su base a brechas hialoclasticas producto de una mayor disponibilidad de agua para la fragmentación de dichos domos, en general de pequeño volumen y extensión. Por otro lado, las coladas dómicas aso-

ciadas suelen presentar morfología de lóbulos con variables espesores, generalmente rellenando valles E-O o NE-SO y asociadas a las ignimbritas. De manera análoga las mismas desarrollan típicamente disyunciones de pequeño diámetro, poligonales y lajosidad fina en la superficie externa. También suelen tener zonación en el patrón y densidad de fracturas y la cristalinidad de la colada, en los casos donde es posible observar un corte transversal a los flujos, como en el caso del sitio 8 en el valle E-O hacia Trolope.

La textura, los tipos y relaciones angulares de las fracturas observadas en los domos y coladas de la secuencia Las Mellizas, así como los tipos de disyunciones columnares resultantes, evidencian que las condiciones de enfriamiento a las cuales fueron sometidas son compatibles con enfriamiento brusco en contacto con hielo y agua. Asimismo, las brechas hialoclasticas asociadas constituyen rasgos inequívocos de enfriamiento en presencia de volúmenes de agua no muy importantes. De acuerdo al modelo presentado por Lescinsky y Fink (2000) (Fig. 2), tanto los domos como las coladas de lava de la secuencia Las Mellizas podrían ser interpretadas como productos glaciolvolcánicos de volumen pequeño o intermedio confinados bajo el hielo (del grupo I y II). El desarrollo de entabladuras podría involucrar volúmenes de agua menores (Forbes *et al.* 2012). El aislamiento de los domos traquíticos podría ser también evidencia de emplazamiento subglaciaro (Kelman 2005). De acuerdo a la propuesta de Russel *et al.* (2014) (Fig. 13) se puede postular de manera análoga que el emplazamiento de estos productos está asociado a erupciones efusivas en condiciones glacio-hidro-lógicas de buen drenaje subglaciaro, lo cual no permitiría la acumulación de importantes volúmenes de agua.

Las coladas traquiandesíticas de Trolope constituyen la otra unidad aflorante dentro de la caldera que presenta rasgos morfológicos y texturales similares a las anteriormente mencionadas y compatibles con lavas vítreas a negras, las cuales desarrollan disyunciones columnares en abanico de pequeño diámetro (10 a 15 cm) con abundantes estrías perpendiculares (frecuentemente curvadas) que forman

entabladuras en la sección superior de los flujos. La parte basal de los mismos están formadas por columnas de diámetros mayores que en ningún caso superan los 50 cm.

Estas coladas, teniendo en cuenta la propuesta de Lescinsky y Fink (2000), podrían ser coladas emplazadas en condiciones de alto o intermedio confinamiento subglacial, con morfología de fracturas del grupo II (Fig. 2). Esto podría constituir evidencias de su emplazamiento en la base de un cuerpo de hielo con escasa agua confinada producto de la fusión o estar asociadas a la interacción entre la lava y un cuerpo de agua estancado de escaso volumen (Forbes 2012).

Finalmente, las coladas aflorantes en la ladera oriental del volcán Copahue también son parte de las rocas que presentan evidencias de enfriamiento brusco, tal como fue descrito anteriormente por Bermúdez y Delpino (1999), González Díaz (2005), Melnick *et al.* (2006) y Sruoga y Consoli (2011). Comprenden una serie de rocas traquiandesíticas vítreas, bien consolidadas, las cuales desarrollan fracturas pseudo almohadilladas, poligonales, y en algunos casos, forman disyunciones columnares de diámetros entre 15 y 30 cm, asociadas a pequeños volúmenes de depósitos fragmentarios hidromagmáticos en la costa de la laguna Las Mellizas occidental (Fig. 3 y 12) y en el volcán Copahue.

Los autores antes mencionados correlacionaron a estas coladas y domos con aquellos aflorantes en el valle de Pucón Mahuida, en la cantera de Las Mellizas y al sur del cerro Las Máquinas. Sin embargo, si bien algunas de las texturas son similares, su ubicación estratigráfica es diferente, ya que estas coladas se encuentran por encima o intruyendo a las coladas preglaciarias de las secuencias del volcán Copahue.

Melnick *et al.* (2006) atribuyen la formación de las fracturas pseudo almohadilla-

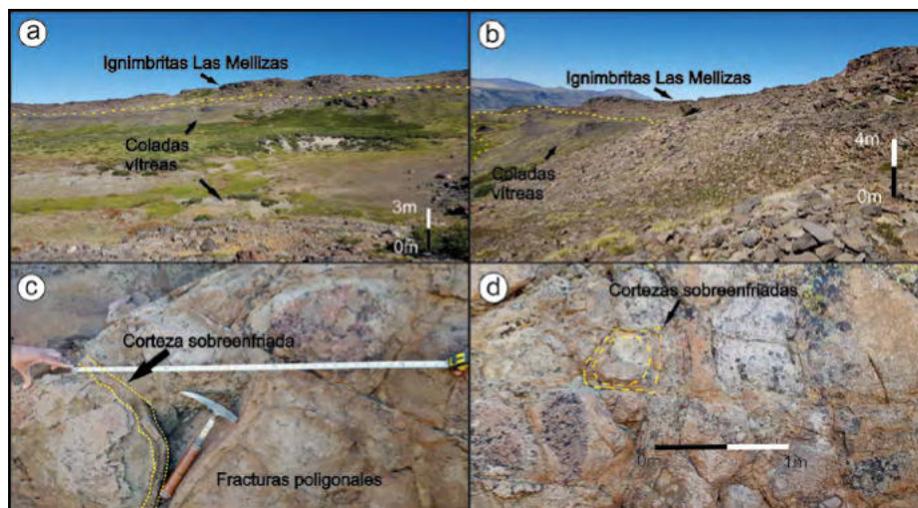


Figura 10. Sitio 6. Afloramientos en la bajada hacia Trolope desde Copahue. a) Vista hacia el norte de uno de los valles con las ignimbritas rodeando el valle sobre coladas vítreas oscuras; b) Vista sur, más detallada que en A); c) Disyunciones delimitadas por fracturas poligonales con bordes vítreos sobreenfriados de hasta 5 cm; d) Vista del núcleo de la colada en la cabecera del valle. Presenta las morfologías vistas en c) formado por dos direcciones de fracturas principales, una vertical y una horizontal.

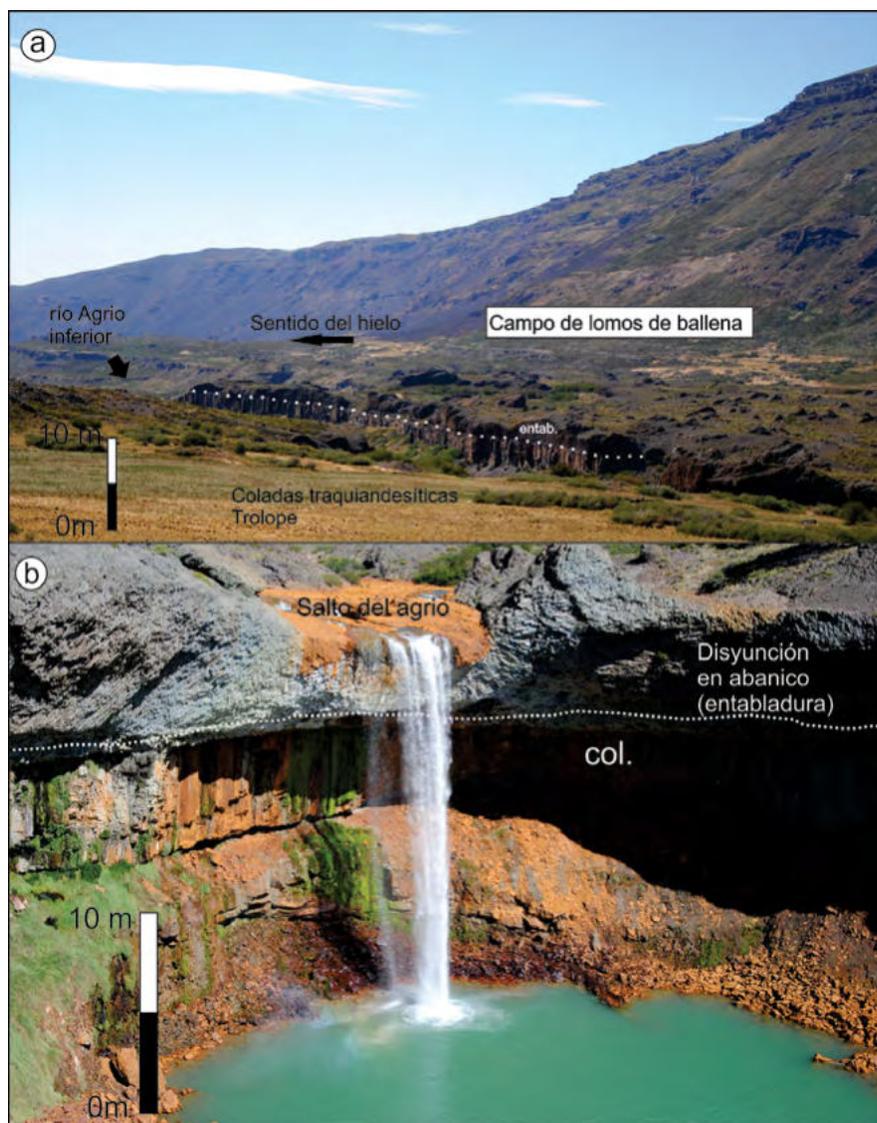


Figura 11. Sitio 7. Valle de Trolope. a) Vista desde el norte de las coladas traquiandesíticas de Trolope, lomos de ballena y dirección del hielo inferida; b) Detalle de las coladas traquiandesíticas en el Salto del Agrio donde se observan disyunciones columnares en roseta formando entabladuras en la parte superior. Col: Son las columnatas inferiores verticales, que alcanzan los 40 a 50 cm y se disponen sobre brechas líticas matriz sostenidas. Entab: entabladuras de los lóbulos superiores.

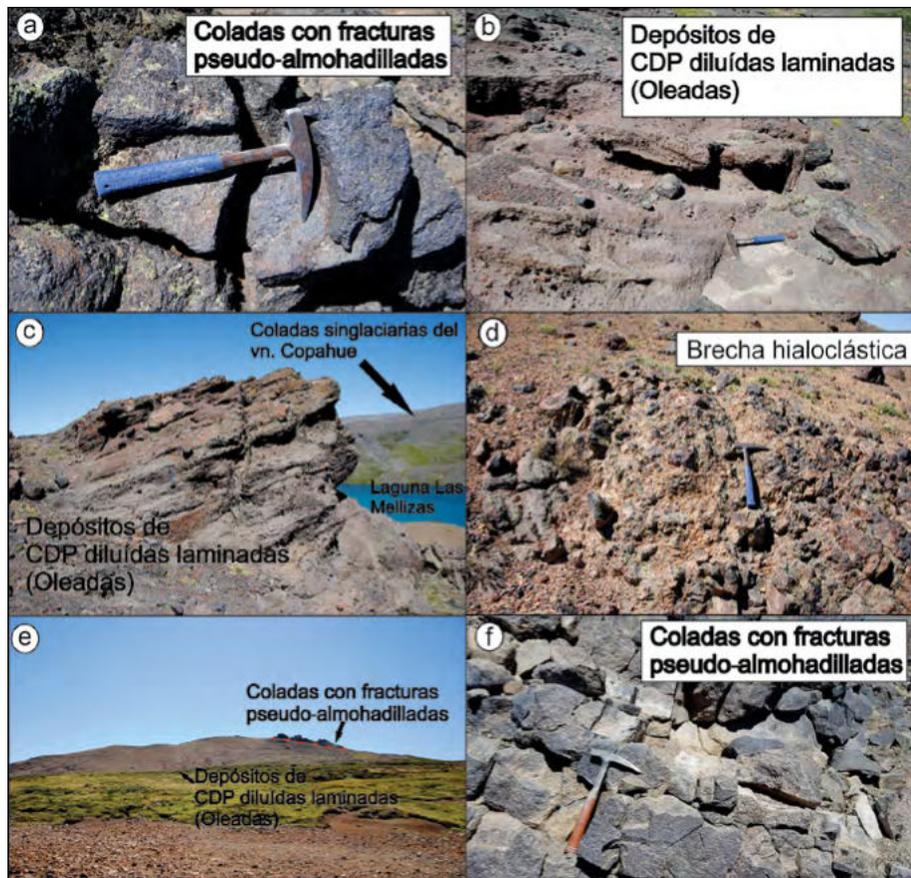


Figura 12. Sitio 8. Ladera oriental del volcán Copahue y borde nororiental de la laguna Las Mellizas. a) Colada vítrea con fracturas pseudo almohadilladas en el tope del afloramiento al noreste de la laguna; b) Depósitos de oleada piroclástica con estratificación, por debajo de la colada de a). Pueden interpretarse como oleadas de un centro de emisión monogénico; c) Vista general de los depósitos de oleadas piroclásticas inclinando hacia el noreste. Enfrente se observan las coladas singlaciarias del volcán Copahue; d) Brecha hialoclástica basal a las oleadas anteriores; e) Vista desde el sur de la sucesión previa, que formaría un anillo de tobas erodado o centro eruptivo hidromagmático erodado; f) Coladas singlaciarias en la ladera oriental del volcán Copahue con fracturas pseudo almohadilladas bien desarrolladas formando una disyunción gruesa.

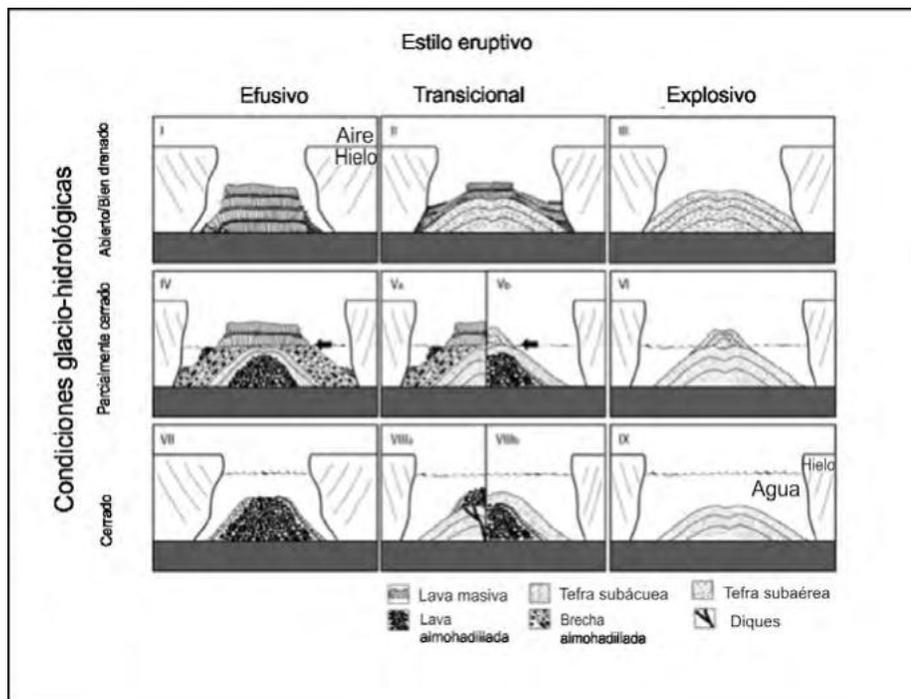


Figura 13. Gráfico tomado de Russell et al. (2014) donde se ven los distintos tipos de asociaciones de rocas de acuerdo con el estilo eruptivo y condiciones glacio-hidroológicas asociadas a drenaje del agua subglacial y englaciario.

das a un estadio finiglacial con disponibilidad de agua abundante por retroceso de los glaciares. Sin embargo, a partir de este trabajo es posible afirmar que estas coladas podrían haber sido emplazadas en

condiciones de confinamiento intermedias, con agua no tan abundante, dado que las fracturas pseudo almohadilladas se forman en presencia de volúmenes de agua poco importantes (Lescinsky y Fink 2000).

Siguiendo criterios de correlación de facies aplicados por Lescinsky y Fink (2000), Mee *et al.* (2006) y Soriano *et al.* (2013), es probable que el volcanismo pleistoceno en el área, representado por la secuencia Las Mellizas y las coladas de Trolope, se haya visto sometido a condiciones de hielo delgado (<150 m) debido a la ausencia de depósitos sedimentarios lacustres (Smellie y Skilling 1994, Smellie 2000, 2002). Esto se verifica también con la predominancia de productos volcánicos efusivos confinados y con la ausencia de depósitos fragmentarios de gran envergadura atribuibles a erupciones hidromagmáticas (previa formación de lagos englaciarios). Esto podría representar condiciones climáticas frías en la zona para esta época, lo cual pudo haber conducido o no a glaciaciones pleistocenas. En este sentido, Rabassa *et al.* (2008, 2011) postulan condiciones paleoclimáticas frías desde el Mioceno

mediante análisis geomorfológicos y paleoambientales en otros sitios cercanos de la Patagonia, las cuales serían compatibles con el desarrollo de, al menos, cuerpos de hielo aislados en valles de altura en los Andes patagónicos. Asimismo, la existencia de registros de glaciaciones en volcanes andinos aledaños (como el volcán Sollipulli) previas al último máximo glacial (Watt *et al.* 2013, Lachowycz *et al.* 2015) durante el Pleistoceno contribuye a la interpretación de paleoclima frío para esta época en estas latitudes. Sin embargo, dado que las morfologías volcánicas no representan elementos diagnósticos de reconstrucción paleoambiental, la discusión sobre glaciaciones pleistocenas en la zona es un elemento de análisis que excede el alcance de este trabajo y su discusión.

De esta manera, se interpreta que los dos escenarios más probables para dicho volcanismo serían el I y II representados en la figura 13, es decir: un espesor de hielo delgado con buen drenaje subglacial, en el que se emplaza el magma de forma efusiva, el cual por su naturaleza no tiene una eficiencia importante para fundir dicha capa de hielo. El escaso volumen fundido drenaría evitando así su acumulación y favoreciendo el emplazamiento de productos volcánicos confinados como domos y coladas por sobre grandes depósitos hidromagmáticos o coladas subácueas almohadilladas.

Por otro lado, las estrías y surcos glaciares formados sobre las secuencias pleistocenas anteriormente mencionadas implican que necesariamente el último máximo glaciario es posterior a su formación. Dicha glaciación es la que se interpretó como sincrónica con el emplazamiento de las coladas traquiandesíticas de las secuencias del volcán Copahue, las cuales desarrollan texturas y morfologías compatibles con los escenarios II o III representados en la Figura 13, formadas por erupciones parcialmente confinadas con mayores volúmenes de agua, favoreciendo los productos fragmentarios hidromagmáticos y fracturas pseudo almohadilladas sobre las coladas.

CONCLUSIONES

Las conclusiones más importantes pueden enumerarse en las siguientes:

- Se han identificado, descripto y detallado productos hidromagmáticos y glaciocámbicos que pertenecen a la Formación Hualcupén, la Secuencia Las Mellizas y las coladas traquiandesíticas de Trolope, todas unidades previas a la formación del edificio del volcán Copahue.

- Las rocas pertenecientes a la Formación Hualcupén son producto de hidromagmatismo intercalado con los eventos lávicos efusivos que caracterizan a la actividad pliocena. La secuencia efusiva cuspidal, formada por una lava emplazada en un cuerpo de agua o hielo de poco desarrollo, constituye la primera de este tipo para esta unidad.

- La secuencia Las Mellizas contiene a una serie de coladas dómicas y domos traquíticos vítreos cuyas morfologías más comunes son disyunciones columnares en abanico (entabladuras), disyunciones de pequeño diámetro, disyunciones catafilares, cortezas vítreas sobreenfriadas, lajosidad fina, fracturas caóticas y, en algunos casos, brechas hialoclásticas y depósitos fragmentarios hidromagmáticos de volúmenes pequeños. Serían producto de erupciones confinadas de poco volumen en condiciones de hielo delgado asociadas a brechas hialoclásticas y escasos depósitos de corrientes de densidad piroclástica diluidas.

- Las coladas traquiandesíticas de Trolope presenta también desarrollo de entabladuras compatibles con coladas emplazadas en contacto con hielo o agua.

- Tanto las coladas traquiandesíticas de Trolope como las unidades pertenecientes a la secuencia las Mellizas están asociadas a ciclos eruptivos eminentemente efusivos, en condiciones de confinamiento alto o intermedio por hielo, con buen drenaje subglacial.

- Las condiciones de emplazamiento son compatibles con la existencia de una capa de hielo delgada (<150 m) dentro de la caldera. Estas condiciones no implican necesariamente la existencia de una glaciación, pero sí de condiciones paleoambientales frías compatibles con el desarrollo de cuerpos de hielo aislados o grandes acumulaciones níveas durante largos períodos de tiempo.

- Las rocas de la secuencia del volcán Copahue son una serie de coladas vítreas porfíricas con fracturas pseudo almohadi-

lladas, fracturas poligonales y disyunción columnar asociadas a depósitos de corrientes de densidad piroclástica diluidas de mayor volumen. Comprenden un vulcanismo efusivo de poco volumen asociado a fisuras, generado a partir de erupciones algo confinadas bajo el hielo. La existencia de mayor volumen de productos fragmentarios hidromagmáticos asociados a dichas coladas implica una mayor abundancia de agua.

- La ausencia de estrías y surcos glaciares en las rocas de esta unidad implica que son productos glaciocámbicos asociados al último máximo glacial tal y como había sido propuesto por otros autores.

- La existencia de productos glaciocámbicos asociados a las ignimbritas Las Mellizas y a la actividad pleistocena del Complejo Volcánico Caviahue Copahue, previa a la formación del volcán Copahue constituye un factor a tener en cuenta en la evolución geológica del complejo. Esto podría implicar que, al menos desde el Pleistoceno, las condiciones paleoambientales habrían sido compatibles con el desarrollo de cuerpos de hielo en la zona.

AGRADECIMIENTOS

A la Dra. Diana Fernández por su guía y consejos para escribir este artículo. A la Dra. Laura Vélez por haber leído un manuscrito preliminar y habernos guiado en la escritura. A la Dra. Marcela Remesal, Dr. Pablo Cordenons y Lic. María Elena Cerredo por estar siempre dispuestos a compartir sus experiencias y nutrir los debates sobre esta temática. Y a la Dra. María Clara Lamberti por su incesante aliento, consejos y sugerencias.

REFERENCIAS

- Albite, J.M. 2014. Geología del sector nororiental de la caldera del Agrio, provincia del Neuquén. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédito), PAGINAS, Buenos Aires.
- Albite, J.M. 2016. Geochemical characterization of the ignimbrites of the Caviahue Copahue Volcanic Complex. E-ICES 11, Malargüe.
- Bermúdez, A.H. y Delpino, D. H. 1999. Erupciones subglaciales y en contacto con el hielo en la región volcánica de Copahue, Neu-

- quén. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 250-253, Salta.
- Budkewitsch, P. y Robin, P.Y. 1994. Modelling the evolution of columnar joints. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 59: 219-239.
- Conway, C. E., Townsend, D. B., Leonard, G. S., Wilson, C. J. N., Calvert, A. T. y Gamble, J. A. 2015. Lava-ice interaction on a large composite volcano: a case study from Ruapehu, New Zealand. *Bulletin of Volcanology* 77: 21:1-18.
- Delpino, D. y Bermúdez, A. 1993. La actividad volcánica del volcán Copahue durante 1992. Erupción con emisión de azufre piroclástico. Provincia de Neuquén. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 292-301, Mendoza.
- Forbes, A.E.S., Blake, S., McGarvie, D.W. y Tuffen, H. 2012. Pseudopillow fracture systems in lavas: insights into cooling mechanisms and environments from lava flow fractures. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 245-246: 68-80.
- Forbes, A.E.S., Blake, S. y Tuffen, H. 2014. Entablature: fracture types and mechanisms. *Buletin of Volcanology* 76: 820-833.
- González, O. y Vergara, M. 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de Los Andes entre los paralelos 35° y 38° S. Universidad de Chile, Instituto de Geología, Publicación 24, 119 p., Santiago de Chile
- González Díaz, E.F. 2003. El englazamiento en la región de la caldera de Caviahue-Copahue (Provincia del Neuquén): su reinterpretación. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 356-366.
- González Díaz, E.F. 2005. Geomorfología de la región del volcán Copahue y sus adyacencias (centro-oeste del Neuquén). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 72-87.
- Gudmundsson, M.T., Thordarson, T., Höskuldsson, A., Larsen, G., Byörnsson, H., Prata, F.J., Oddsson, H., Magnússon, E., Högnadóttir, T., Petersen, G.N., Hayward, C.L., Stevenson, J.A. y Jönsdóttir, I. 2012. Ash generation and distribution from the April-May 2010 eruption of Eyjafjallajökull, Iceland. *Scientific reports* 2: 572.
- Groeber, P. 1921. La región de Copahue y su glaciación diluvial. *Revista de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos* 1: 92-110.
- Jakobsson, S.P. y Gudmunsson, M.T. 2008. Subglacial and intraglacial volcanic formations in Iceland. *Jökull* 58: 179-196.
- JICA (Japan International Cooperation Agency) 1992. The feasibility study on the Northern Neuquén Geothermal Development Project (Inédito), Ente Provincial de Energía de la Provincia del Neuquén, 89 p., Neuquén
- Kelman, M.C. 2005. Glaciovolcanism at the Mount Cayley Volcanic Field, Garibaldi volcanic Belt, Southwestern British Columbia. Tesis doctoral, University of British Columbia (inédito), 275 p., Vancouver.
- Kokelaar, P. 1986. Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic. Department of Environmental Studies, University of Ulster Newtown abbey, UK. *Bulletin of Volcanology* 48: 285-289.
- Lachowycz, S., Pyle, D.M., Gilbert, J.S., Mather, T.A., Mee, K., Naranjo, J.A., Hobbs, L.K. 2015. Glaciovolcanism at Volcán Sollipulli, southern Chile: Lithofacies analysis and interpretation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 303:59-78.
- Lescinsky, D.T. y Fink, J.H. 2000. Lava and ice interaction at stratovolcanoes: Use of characteristic features to determine past glacial extents and future volcanic hazards. *Journal of Geophysical Research*. 105: 23,711–23,726.
- Linares, E., Ostera, H.A. y Mas, L. 1999. Cronología Potasio-Argón del complejo efusivo Copahue–Caviahue, Provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54: 240-247.
- Mathews, W.H. 1947. "Tuyas", flat-topped volcanoes in northern British Columbia. *American Journal of Science* 245: 560-570.
- Mathews, W.H. 1952. Ice-dammed lavas from Clinker Mountain, southwestern British Columbia. *American journal of Science* 250: 553-565.
- Mathews, W.H. 1958. Geology of the Mount Garibaldi map-area southwestern British Columbia. *Bulletin of the Geological Society of American* 69: 161-178.
- Mazzoni, M. M. y Licitra, D. T. 2000. Significado estratigráfico y volcanológico de depósitos de flujos piroclásticos neógenos con composición intermedia en la zona del lago Caviahue, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55: 188-200.
- Mee, K., Tuffen, H. y Gilbert, J.S. 2006. Snow-contact volcanic facies and their use in determining past eruptive environments at Nevados de Chillán volcano, Chile. *Bulletin of Volcanology* 68: 363-376.
- Mon, R. 1987. Structural geology of two geothermal areas in the andes: Copahue and Tuzgle (Argentina). *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* 35:79-85.
- Muñoz, J. y Stern, C. 1988. The Quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38° and 39°S. *Journal of South American Earth Science* 1: 147-161.
- Niemeyer, H. y Muñoz, J. 1983. Geología de la Hoja Laguna de la Laja, región del Bío Bío, Escala 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, Carta 57: 1-52. Santiago de Chile.
- Pesce, A. 1989. Evolución volcano-tectónica del complejo efusivo Copahue–Caviahue y su modelo geotérmico preliminar. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44: 307-327.
- Russell, J.K., Edwards, B.R., Porritt, L. y Ryane, C. 2014. Tuyas: a descriptive genetic classification. *Quaternary Science Reviews* 87: 70-81.
- Smellie, J.L. y Skilling, I, P. 1994. Products of subglacial volcanic eruptions under different ice thicknesses: two examples from Antarctica. *Sedimentary Geology* 91:115-129.
- Smellie, J. L. 2000. Subglacial eruptions. En: Sigurðsson, H., Houghton, B. F., McNutt, S. R., Rymer, H., y Stix, J. (eds.), *Encyclopaedia of Volcanoes*. Academic, 403-418, London.
- Smellie, J.L. 2002. The 1969 subglacial eruption on Deception Island (Antarctica): events and processes during an eruption beneath a thin glacier and implications for volcanic hazards. En:
- Smellie J.L. y Chapman M.G. (eds), *Volcano-ice interaction on Earth and Mars*. Geological Society of London, Special Publication 202: 59-80
- Soriano, C., Giordano, G., Cas, R., Riggs, N. y Porreca, M. 2013. Facies architecture, emplacement mechanisms and eruption style of the submarine andesite El Barronal complex, Cabo de Gata, SE Spain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 264: 210-222.
- Sporti, K.B. y Rowland, J.V. 2006. 'Column on column' structures as indicators of lava/ice interaction, Ruapehu andesite volcano, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 157: 294-310.
- Sruoga, P. y Consoli, V. 2011. Volcán Copahue. En: En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés J.M. (eds.), *Geolo-*

- gía y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén. Asociación Geológica Argentina, 613-620, Buenos Aires.
- Stern, C. 2004. Active Andean volcanism: Its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile* 31: 161-206.
- Vigide, N.C., Albite, J.M., Caselli, A.T. 2018. Caldera del Agrio ¿Colapso volcano-estructural a partir de erupciones fisurales? 15° Congreso Geológico Chileno, Actas: 1037, Concepción.
- Walker, G.P.L. 1992. Morphometric study of pillow-size spectrum among pillow lavas. *Bulletin of Volcanology* 54, 6: 459-474.
- Watt, S.F.L., Pyle, D.M., Mather, T.A. 2013. The volcanic response to glaciation: evidence from glaciated arcs and a reassessment of global eruption records. *Earth-Science Reviews* 122: 77-102.
- Wilson, L y Head, J.W.III. 2002. Heat transfer and melting in subglacial basaltic volcanic eruptions: implications for volcanic deposit morphology and meltwater volumes. *Geological Society of London. Special Publications*. 202: 5-26.

Recibido: 24 de abril, 2019.

Aceptado: 25 de julio, 2019.