

ESTUDIO DE LOS DEPÓSITOS POST- GLACIARES DEL VOLCÁN COPAHUE: ANÁLISIS DE LA PELIGROSIDAD



**Trabajo Final de Licenciatura
Alejandro David Báez**

Director: Dr. Alberto Tomás Caselli

2015

TABLA DE CONTENIDOS

1. INTRODUCCION.....	1
1.1 Introducción.....	1
1.2 Ubicación y vías de acceso.....	1
1.3 Clima y Ambiente.....	3
1.4 Hidrología.....	4
1.5 Geomorfología.....	5
1.6 Objetivos.....	6
1.7 Metodología.....	7
2. ANTECEDENTES Y MARCO GEOTECTÓNICO.....	10
2.1 Marco tectónico regional.....	10
2.2 Estratigrafía del Complejo Volcánico Copahue Caviahue.....	12
<i>2.2.1 Formación Trapa Trapa.....</i>	<i>12</i>
<i>2.2.2 Formación Hualcupén.....</i>	<i>12</i>
<i>2.2.3 Ignimbrita Riscos Bayos.....</i>	<i>12</i>
<i>2.2.4 Secuencia Volcánica Las Mellizas.....</i>	<i>13</i>
<i>2.2.5 Lavas Trolope.....</i>	<i>14</i>
<i>2.2.6 Domo Pucón Mahuida.....</i>	<i>14</i>
<i>2.2.7 Domo Cerro Bayo.....</i>	<i>15</i>
2.3 Evolución del Volcán Copahue.....	15
<i>2.3.1 Etapa Pre-Glacial.....</i>	<i>15</i>
<i>2.3.2 Etapa Sin-Glacial.....</i>	<i>16</i>
<i>2.3.3 Etapa Post-Glacial.....</i>	<i>17</i>
<i>2.3.4 Actividad Histórica.....</i>	<i>18</i>

2.4 Sistema Magmático-Hidrotermal.....	21
2.5 Controles estructurales.....	24
3. ANÁLISIS DE LOS DEPÓSITOS POST-GLACIARES.....	26
3.1 Coladas de lavas.....	26
3.2 Depósitos de flujos piroclásticos.....	29
3.3 Depósitos laháricos.....	34
3.4 Depósitos de caída piroclástica.....	42
3.5 Bombas y bloques volcánicos.....	48
4. ANÁLISIS DE LA PELIGROSIDAD.....	51
4.1 Antecedentes.....	51
4.2 Mecanismos eruptivos.....	54
4.3 Simulaciones numéricas.....	58
4.4 Análisis de la peligrosidad.....	60
5. CONCLUSIONES.....	66
6. AGRADECIMIENTOS.....	68
7. BIBLIOGRAFÍA.....	69

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Introducción

El volcán Copahue ($37^{\circ}45'S$ - $71^{\circ}10.2'O$, 2977 msnm) es un volcán poligenético andesítico a basáltico-andesítico que presenta una morfología alargada SO-NE, con nueve cráteres alineados en dirección $N60^{\circ}E$, de los cuales el más oriental es el activo actualmente. Se ubica en el borde occidental de la depresión volcano-tectónica denominada caldera del Agrio, conformando juntos el Complejo Volcánico Copahue Caviahue (CVCC).

El inicio de la actividad del volcán Copahue fue datado por Linares *et al.* (1999), obteniendo edades de entre $1,23 \pm 0,09$ Ma y $0,76 \pm 0,07$ Ma en base al método de K-Ar. Sin embargo, recientes dataciones de la subyacente Formación Las Mellizas (Sruoga y Consoli 2011a) indicarían una restricción del comienzo de la construcción del edificio volcánico a los últimos 0,12 Ma.

Teniendo como referencia la última glaciación del Pleistoceno, la evolución del volcán Copahue puede ser subdividida en tres etapas: pre-, sin- y post-glacial (Sruoga y Consoli 2004, Melnick *et al.* 2006). Esta última representa el eje de este trabajo, siendo sus productos aquellos emitidos con posterioridad al retiro de la última glaciación, dentro de los cuales se incluyen los materiales generados en erupciones históricas. En el volcán Copahue han sido reportadas 13 erupciones para los últimos 265 años, generalmente de baja magnitud y de carácter freático y freatomagmático: 1750, 1759, 1867, 1937, 1944, 1960, 1961, 1992, 1993, 1994, 1995, 2000 y 2012-2014 (Delpino y Bermúdez 1993, Petit-Breuilh 1996, Martini *et al.* 1997, Varekamp *et al.* 2001, Delpino y Bermúdez 2002, Polanco 2003, Naranjo y Polanco 2004, Caselli *et al.* 2014a, Petrinovic *et al.* 2014b, Caselli *et al.* 2015a, Sommer *et al.* 2015, entre otros).

El aumento de la intensidad de los últimos dos ciclos eruptivos, junto con investigaciones recientes, puso de manifiesto la necesidad de mejorar la zonación de los posibles peligros volcánicos en las zonas aledañas al volcán Copahue, así como también la detección de las infraestructuras y personas en riesgo potencial, y las medidas a tomar ante una posible erupción.

1.2 Ubicación y vías de acceso

El volcán Copahue ($37^{\circ}51'S$ - $71^{\circ}09'O$) pertenece al sector central de la Zona Volcánica Sur del cinturón volcánico de los Andes (Fig. 1a), y geográficamente se encuentra ubicado en el noroeste del territorio patagónico, siendo atravesado por el límite internacional entre Argentina y Chile. En territorio argentino se encuentra dentro del departamento Ñorquín de la Provincia de Neuquén, siendo las localidades más cercanas las villas de Caviahue y Copahue, ubicadas a 9,5

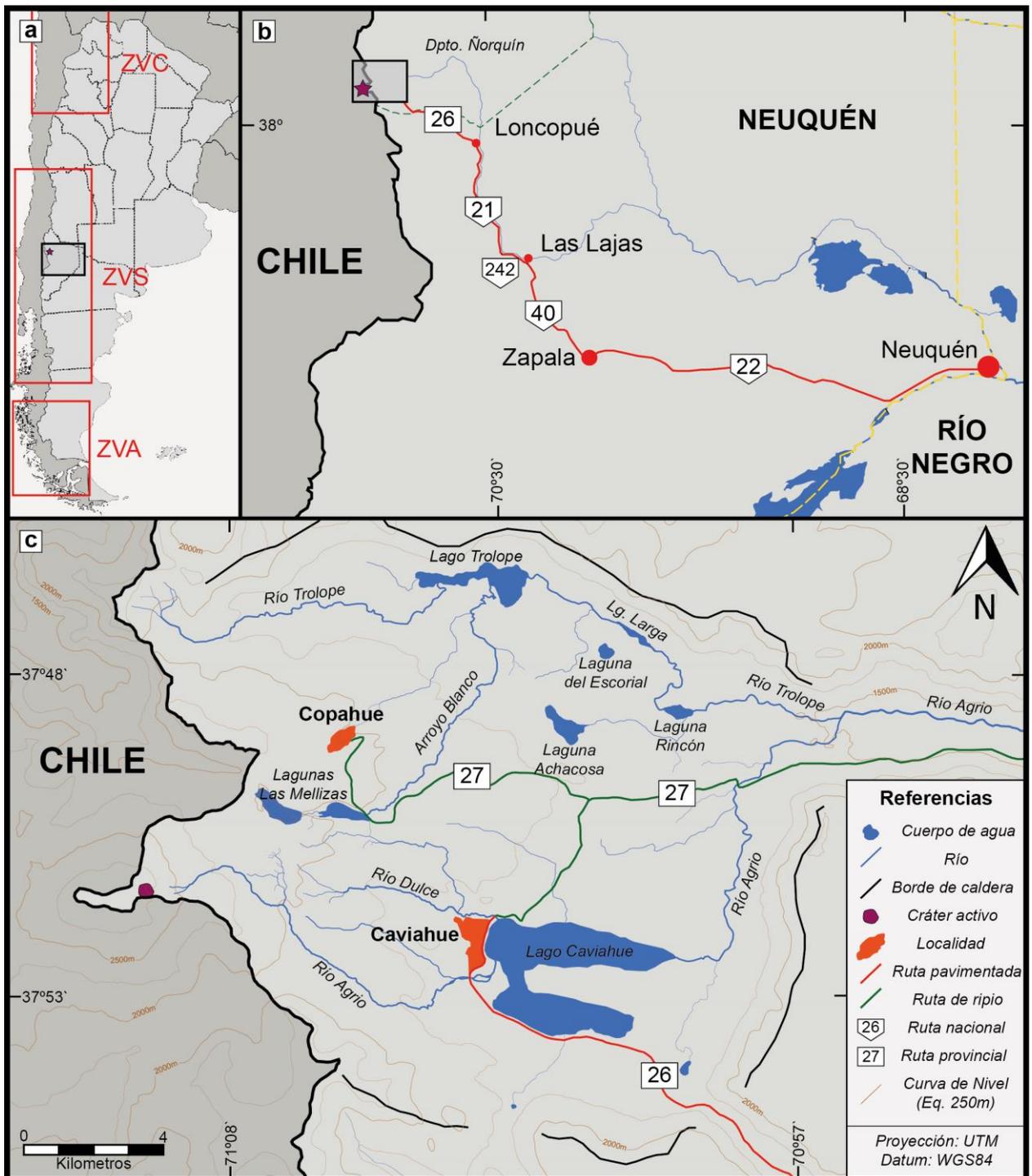


Figura 1: a) Ubicación del área de estudio dentro del cinturón volcánico de los Andes. ZVA: Zona Volcánica Austral, ZVS: Zona Volcánica Sur, ZVC: Zona Volcánica Centro. b) Ubicación dentro de la Provincia del Neuquén y rutas de acceso. c) Mapa del área de estudio.

km al este y 7 km al noreste del cráter activo, respectivamente (Fig. 1b y c). Ambas representan importantes centros turísticos para la región. Caviahue cuenta con una población fija de 607 habitantes (INDEC 2010) pero sufre un crecimiento exponencial de su población en épocas invernales, para lo cual cuenta con una capacidad hotelera de 1200 plazas (en constante

crecimiento) que recibe el afluente turístico generado por el complejo de esquí ubicado en el flanco del volcán, cuyas instalaciones llegan hasta casi 4 km del cráter activo. Por su parte, Copahue atrae una gran cantidad de turismo debido al complejo de baños terapéuticos con aguas termales asociadas al sistema hidrotermal del volcán, sin embargo, solo permanece habitada durante el periodo estival ya que las precipitaciones invernales en forma de nieve alcanzan varios metros cubriéndola completamente. Durante el verano, toda la región también sufre el arribo de un número importante de personas debido a la tradicional actividad ganadera conocida como *veranada*, que consiste en el traslado de las cabezas de ganado, generalmente caprino, a los valles de altura en busca de mejores pastos.

Para acceder esta región (Fig. 1b), partiendo desde la ciudad de Neuquén, capital de la Provincia homónima, se debe recorrer la Ruta Nacional 22 por 186 km hasta la localidad de Zapala. Allí se toma la Ruta Nacional 40 en dirección noroeste por 57 km hasta arribar al pueblo Las Lajas, donde nos desviamos por la Ruta Nacional 242 unos 10 km hasta empalmar con la Ruta Nacional 21. Luego de 52 km arribamos a la localidad de Loncopué, desde la cual tomamos la Ruta Provincial 26 por otros 52 km hasta finalmente llegar a la localidad de Caviahue. Para acceder a Copahue debemos continuar por esta misma ruta por poco más de 5 km y allí tomar el desvío de la Ruta Provincial 27 por otros 10 km.

En Chile el volcán Copahue se encuentra dentro del territorio de la Comuna de Alto Biobío, Provincia de Biobío, VIII Región de Biobío. Las poblaciones más cercanas al cráter activo son las comunidades Pehuenches de Trapa Trapa (9,5 km al noroeste), Brutalelbún (7 km al noroeste) y Huallalí (16,5 km al suroeste), las cuales en conjunto albergan a más de 2200 personas. Unos 15 km al oeste del edificio volcánico también se ubica una importante zona de veraneada denominada Trilile.

1.3 Clima y Ambiente

El sector argentino de la zona de estudio presenta un clima frío húmedo típico de montaña, con precipitaciones anuales mayores a los 2000 mm, producidas principalmente en forma de nieve entre los meses de Abril y Octubre, y con temperaturas medias anuales de 7°C, grandes amplitudes térmicas en verano (de hasta 25°C), y temperaturas de hasta -14°C en invierno. La mayor frecuencia e intensidad de vientos corresponde a los provenientes del oeste, con velocidades máximas superiores a los 100 km/hora (Martín *et al.* 1988).

Estas condiciones climáticas, sumadas a las características del relieve, llevan a un predominio de ambientes de estepas dominadas por coirones (*Festuca*). Por encima de los 2.000 m la cobertura vegetal disminuye drásticamente hasta desaparecer totalmente por encima de los

2.400 m. En este rango también se desarrollan mallines de altura asociados a las nacientes hídricas, los cuales cumplen un rol importante en la regulación del sistema hídrico. En el área también se desarrollan dos especies de *Nothofagus* que forman matorrales monoespecíficos, el ñire (*Nothofagus antártica*) y la lenga (*Nothofagus pumilio*), aunque el rasgo más característico respecto a la flora está dado por la presencia de la *Araucaria araucana*. La zona de estudio representa el límite norte de la distribución de esta especie endémica de la región andinopatagónica. La preservación de la misma fue la principal razón para la creación del Parque Provincial Copahue (PPC), a pesar de que solo ocupan un 2,5% de este (Mermoz y Martín 1988).

Desde el punto de vista faunístico, la región se caracteriza por la presencia de más de 85 especies de vertebrados, entre los que destacan el puma (*Puma concolor*), el zorro colorado (*Lycalopex culpaeus*), roedores como el tucu-tucu del maule (*Ctenomys maulinus*), gran cantidad de especies de lagartijas, ranas de diversos géneros (incluso endémicas), y una diversidad de aves que incluyen cóndores (*Vultur gryphus*), águilas moras (*Geranoaetus melanoleucus*), gaviotas andinas (*Chroicocephalus serranus*) y cauquenes (*Chloephaga*), entre muchas otras (Christie 1988).

1.4 Hidrología

El sistema hídrico dentro de la caldera del Agrio cuenta con cursos principales permanentes y una serie de tributarios efímeros e intermitentes, y presenta en general un diseño dendrítico a subdendrítico. Puede ser dividido en dos sub-cuencas, pertenecientes a la gran cuenca del río Agrio, que terminan confluyendo en la zona del valle de Trolope (Fig. 1c).

La subcuenca del sur está conformada principalmente por el río Agrio superior, el río dulce y el lago Caviahue. El río Agrío superior se forma a partir de la confluencia de dos vertientes que emanan del flanco oriental del volcán Copahue, y que pertenecen al sistema hidrotermal del mismo, y desemboca en el lago Caviahue. El río Dulce, que también desemboca en dicho lago, no tiene contacto con el sistema hidrotermal y su génesis se relaciona al deshielo. El lago Caviahue, principal cuerpo de agua de la caldera, posee una forma de herradura con dos grandes brazos este-oeste de 4-5 km de largo y poco más de 1 km de ancho, separados por una península de 1 km de ancho. Dicha forma respondería a un control estructural representando una estructura de horst y graben posteriormente exagerada por la acción glaciaria (Folguera *et al.* 2004, González Díaz 2005, Melnick *et al.* 2006). A partir del sector oriental de su brazo norte surge nuevamente el curso del río Agrio hacia el norte, confluyendo con la segunda subcuenca (arroyo Trolope), y continuando su curso por el valle de Trolope hacia el este.

La subcuenca del norte posee una importancia vital para la zona, ya que en ella se encuentran las lagunas Las Mellizas, las cuales representan la fuente de agua potable para la población. Estas son dos cuerpos de agua dulce de 1-1,5 km de largo orientados este-oeste y separados por un curso de aproximadamente 500 m. Su origen es análogo al del lago Caviahue, con debilidades estructurales que permitieron una mayor erosión glaciaria (González Díaz 2003, 2005). A partir de la laguna del este, o inferior, surge el arroyo Blanco que termina desembocando en la laguna Trolope, parte del sistema del arroyo homónimo, columna vertebral de esta subcuenca. El mismo nace en el extremo noroeste de la caldera, y en su recorrido hacia el este, recostando sobre el borde norte de la misma, recibe varios afluentes. A lo largo de su curso genera tres cuerpos de agua, siendo el más importante la ya mencionada laguna Trolope, formada como consecuencia del indicamiento del arroyo debido a un deslizamiento (González Díaz 2003). Los dos restantes son la laguna Larga, de origen similar, y la laguna Rincón, producto de la actividad glaciaria. En la región norte de la caldera se encuentran otras dos cuerpos de agua importante, la laguna Achacosa, cuyo efluente desemboca en la laguna Rincón, y la laguna endorreica del Escorial, dispuesta sobre el cráter de un centro de emisión lávico (González Díaz 2003).

1.5 Geomorfología

La morfología observada en el CVCC ha sido modelada en su mayoría por procesos exógenos (fluviales, glaciarios y de remoción en masa), aunque las geoformas más sobresalientes corresponden a procesos endógenos (vulcanismo y tectónica), lo que le da un carácter de compuesto al paisaje (González Díaz 2005). Los dos rasgos geomorfológicos más sobresalientes son, sin duda, la caldera del Agrio, una depresión cuadrangular de 15x20 km que abarca unos 350 km² de superficie, limitada por abruptos paredones de entre 500 y 800 m de desnivel (González Díaz 2005), y el volcán Copahue de 2.977 m, ubicado en el límite occidental de la misma.

Durante el trascurso del Pleistoceno, el área se vio afectada por una glaciación que reemplazó el ciclo fluvial previo por un englazamiento de tipo alpino. Originalmente se propuso la existencia de dos glaciaciones que afectarían la zona (Groeber 1921), aunque González Díaz (2003) descarta esta idea y propone una sola glaciación caracterizada por un centro de alimentación hacia ambas vertientes en el volcán Copahue y la generación de una gran calota de hielo (*ice-blister*) de entre 500 y 800 m de espesor en el interior de la caldera y sus consecuentes artesas, las cuales alcanzaron longitudes máximas de 10-12 km. Las formas de erosión glaciaria que actualmente se conservan son principalmente estas artesas, los circos glaciarios, y geoformas

erosivas como surcos, estrías glaciarias y muescas semilunares, con una menor evidencia de agradación, representada por arcos morénicos delgados y degradados, y discontinuas áreas de morenas de fondo y erráticos (González Díaz 2005, Forte y Caselli 2014). Sin embargo, la acción glaciaria no habría generado grandes modificaciones en el relieve previo dentro de la caldera (Forte y Caselli 2014), solo llevando a cabo un rol importante en la formación de gran parte de las lagunas allí ubicadas. Originalmente la génesis de las depresiones ubicadas en las áreas geotermales ubicadas al noreste del edificio volcánico también fue vinculada con la erosión glaciaria (Groeber y Perazzo 1941), aunque posteriormente se la relacionó con la neotectónica local, proponiendo un origen transtensional (Folguera y Ramos 2000, Melnick *et al.* 2006).

Otras geoformas pre-glaciares, además de la caldera del Agrio y la primera etapa del volcán Copahue, son las huayquerías (*bad-lands*) de Riscos Bayos, generadas por la acción erosiva sobre las ignimbritas de la formación homónima. Estas aparecen al sureste de la caldera, conformando un cinturón de 4 km con rumbo este-oeste, elevadas unos 60-80 m sobre el relieve circundante (González Díaz 2005). Una última geoforma pre-glacial significativa es la colada basáltica denominada Derrames De Fondo de Valle por Pesce (1989) o Lavas Trolope por Melnick *et al.* (2006), ubicada entre la laguna del Escorial, la cual representa su centro de emisión, y la Puerta de Trolope. Su encajonamiento por un proto-valle y la presencia por encima de remanentes de morenas de fondo, son pruebas de la existencia de un sistema fluvial previo al englazamiento, el cual fue modelado posteriormente por la acción glaciaria hasta convertirlo en una artesa (González Díaz 2005). Esta colada habría endicado el proto-río instalando un nuevo nivel de base. La posterior superación del obstáculo por erosión y la consecuente profundización, dio lugar a la cascada del Agrio, un resalto estructural (*knickpoint*) que señala el límite aguas arriba alcanzado por la natural onda de rejuvenecimiento (González Díaz 2005).

Entre las geoformas post-glaciares no volcánicas sobresalen aquellas producidas por fenómenos de remoción en masa, como la avalancha de rocas del Cajón Chico o los deslizamientos que indican varios tramos del arroyo Trolope (González Díaz 2005). El espectro de rasgos geomorfológicos se completa con aquellos de origen fluvial, como las que corresponden a las planicies aluviales de los ríos Agrio y Trolope, y con los glaciares que actualmente cubren la parte superior del volcán.

1.6 Objetivos

El objetivo general que persigue el presente trabajo final de licenciatura es aportar, a partir de un detallado trabajo de terreno, laboratorio y gabinete, nuevos datos, interpretaciones e interrogantes que contribuyan a incrementar el nivel de conocimiento sobre la historia evolutiva

reciente del volcán Copahue, y así lograr una mejor percepción del peligro y el riesgo asociado al mismo. Para ello, se plantearon los siguientes objetivos específicos:

- Realizar un relevamiento geológico de las unidades post-glaciares en el flanco oriental del volcán Copahue.
- Realizar un relevamiento de la actividad histórica del volcán Copahue.
- Realizar una descripción detallada de los productos emitidos durante erupciones post-glaciares e históricas.
- Proponer los mecanismos eruptivos presentes en la historia reciente del volcán Copahue.
- Contribuir a la caracterización de los peligros volcánicos asociados al Copahue a partir del entendimiento de los mecanismos eruptivos pasados y principalmente desde los observados en los ciclos eruptivos que ha tenido el volcán en las últimas décadas.

1.7 Metodología

La metodología aplicada puede ser dividida en tres etapas principales, un trabajo de gabinete, un trabajo de campo y un trabajo de laboratorio.

El trabajo de gabinete consistió, en primera instancia, en el relevamiento y recopilación de antecedentes de trabajos realizados tanto en el área de estudio como en sectores aledaños y de trabajos que abarquen la temática abordada en este trabajo final. Para completar la base de información previa al trabajo, se llevó a cabo la recopilación de la mayor cantidad posible de imágenes satelitales (ASTER, Landsat, MODIS, SPOT, etc), modelos de elevación digital (DEM`s) y fotos aéreas, del área de estudio. Las imágenes y los DEM`s fueron obtenidos a partir de portales de descarga gratuitos como la aplicación *Earth Science Data Interface* del *Global Land Cover Facility* (<http://glcfapp.glcf.umd.edu:8080/esdi/>). Además se extrajeron imágenes de las plataformas gratuitas *Google Earth* y *Bing Maps*. Las fotos aéreas utilizadas corresponden al año 1962. Para un mejor ordenamiento y visualización de este material, se confeccionó un proyecto en el *ArcGis 9.3*, el cual sirvió como base para los mapeos posteriores. Para la correcta convivencia de los distintos archivos dentro del mismo, gran parte del material visual debió ser trabajado en el gis *Global Mapper V9.02*, ya sea para su georeferenciación, como para el cambio del tipo de proyección utilizado. Posteriormente, se realizó un mapeo preliminar de los depósitos post-glaciares, y se identificaron las zonas de estudio para el posterior trabajo de campo.

El trabajo de campo consistió principalmente en el relevamiento de los depósitos volcanoclásticos analizados en este trabajo. Para ello, se realizó un reconocimiento de los mismos y se llevó a cabo el levantamiento de perfiles detallados para su caracterización. De cada uno de

estos perfiles se tomaron las muestras correspondientes para su posterior análisis en la etapa de laboratorio.

En primera instancia, el trabajo de laboratorio se basó en el tamizado en seco de las muestras volcanoclásticas que necesitaban una caracterización granulométrica. Para ello se utilizaron nueve tamices *Zonytest* correspondientes a los diámetros de 7937 μ , 4000 μ (-2 Φ), 2000 μ (-1 Φ), 1000 μ (0 Φ), 500 μ (1 Φ), 250 μ (2 Φ), 125 μ (3 Φ), 74 μ y 62 μ (4 Φ). Cada muestra, previamente pesada, fue colocada en la pila de tamices por quince minutos sobre una maquina tamizadora tipo *ro-tap*. Posteriormente se recolectó y pesó la fracción retenida en cada tamiz, para así calcular el porcentaje en peso de cada una, para luego realizar la caracterización granulométrica. Para nombrar a cada clase de tamaño se siguió la escala propuesta por White y Houghton (2006) y Murcia *et al.* (2013) (Fig. 2).

Para la representación gráfica de estos datos se confeccionaron histogramas de frecuencias y curvas acumulativas con el software *Microsoft Office Excel 2013*. A partir de estos se calcularon los parámetros estadísticos granulométricos básicos (mediana, moda, media, selección, asimetría, agudeza) por medio del método gráfico de Folk y Ward (1957), definiendo la selección de los depósitos según la clasificación propuesta por Cas y Wright (1987) para materiales volcanoclásticos, y la asimetría y la agudeza según la nomenclatura propuesta por McManus (1988) (Fig. 3).

Posteriormente, estas muestras fueron analizadas bajo lupa binocular para su caracterización composicional, mientras que las rocas duras (lavas y bombas) fueron analizadas en corte delgado bajo microscopio petrográfico. Ambos instrumentos pertenecen al Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología de la Universidad Nacional de Río Negro (IIPG-UNRN).

A las muestras estudiadas en el apartado 3.2 (Depósitos de Flujos Piroclásticos) se les realizó el cálculo de determinación del contenido de materia orgánica por medio del método de calcinación (ASTM 2000). El mismo consiste en la colocación de un peso conocido de muestra (aprox. 1 gramo) en un recipiente de cerámica, que se calienta en una mufla unas 6-8 horas a 550°C. Posteriormente se retira y deja enfriar en un desecador, para luego volver a pesar, siendo la diferencia entre el peso inicial y el final la cantidad de materia orgánica perdida por calcinación.

Aquellas muestras en las que fue necesario un análisis más detallado, fueron observadas bajo Microscopio Electrónico de Barrido (SEM, por sus siglas en inglés) y se aplicó la técnica de Espectroscopia de Energía Dispersiva (EDS, por sus siglas en inglés) incorporada en el mismo. Además, algunas de las mismas fueron analizadas por medio del método de difracción de rayos

2. ANTECEDENTES Y MARCO GEOTECTÓNICO

2.1 Marco tectónico regional

El CVCC se encuentra 30 km al este del arco volcánico actual, formando parte del segmento central de la Zona Volcánica Sur, donde la corteza es moderadamente gruesa (45 km) y la subducción de la placa de Nazca alcanza unos 30° (Bohm *et al.* 2002, Lüth *et al.* 2003). Esta región representa una zona de transición entre los Andes Centrales, altos y anchos (3 km de elevación media y más de 800 km de ancho), y los Andes Patagónicos, bajos y estrechos (1 km de elevación media y 300 km de ancho) (Groeber 1921). Otro rasgo que diferencia a estas regiones es que los Andes Centrales presentan una faja plegada y corrida en el antepaís Plioceno-Cuaternario, mientras que en los Andes Patagónicos la deformación cuaternaria se localizó en el intrarco (Melnick *et al.* 2006).

Durante el Plioceno-Pleistoceno inferior a estas longitudes se estableció un frente volcánico que luego, hace aproximadamente 1 Ma, se trasladó hacia el oeste hasta su posición actual (Muñoz y Stern 1988), provocando la extinción de todos sus complejos volcánicos, salvo el CVCC. Melnick *et al.* (2006) proponen que esta preservación de la actividad volcánica durante el Pleistoceno tardío - Holoceno en la zona de estudio se debe a causas tectónicas, relacionadas con la intersección de tres sistemas estructurales regionales: el sistema de fallas Liquiñe-Ofqui, el sistema de fallas Copahue-Antiñir y la Zona de Transferencia Callaqui-Copahue-Mandolegüe (Fig. 4).

El sistema de fallas Liquiñe-Ofqui es un sistema de fallas de rumbo dextrales ubicado en el intrarco al sur de los 37°50' S, que recorre unos 1200 km de largo con orientación aproximadamente N-S, y que desacopla un fragmento del antepaís desde el Mioceno superior (Hervé 1976, Lavenu y Cembrano 1999, Melnick *et al.* 2002, entre otros). Esta megaestructura muestra estilos de deformación y cinemáticas contrastantes a lo largo de su trayecto, con un segmento norte que presenta una deformación transtensional caracterizada por ramificaciones (*fault splays*), formación de grábenes y estructurales de cola de caballo negativas (Melnick 2000, Folguera *et al.* 2001, Melnick y Folguera 2001, Rosenau *et al.* 2006). Esto se observa claramente al sur del área de estudio, a los 38° S, donde el sistema de fallas de Liquiñe Ofqui se desvía hacia el este y se descompone en una serie de ramificaciones transtensionales y extensionales de rumbo NNO a NE que forman un arreglo con geometría de cola de caballo, siendo la estructura principal del mismo la falla Lomín, de aproximadamente 25 km de largo con orientación NE, que finaliza en el borde suroeste de la caldera del Agrio (Melnick *et al.* 2006).

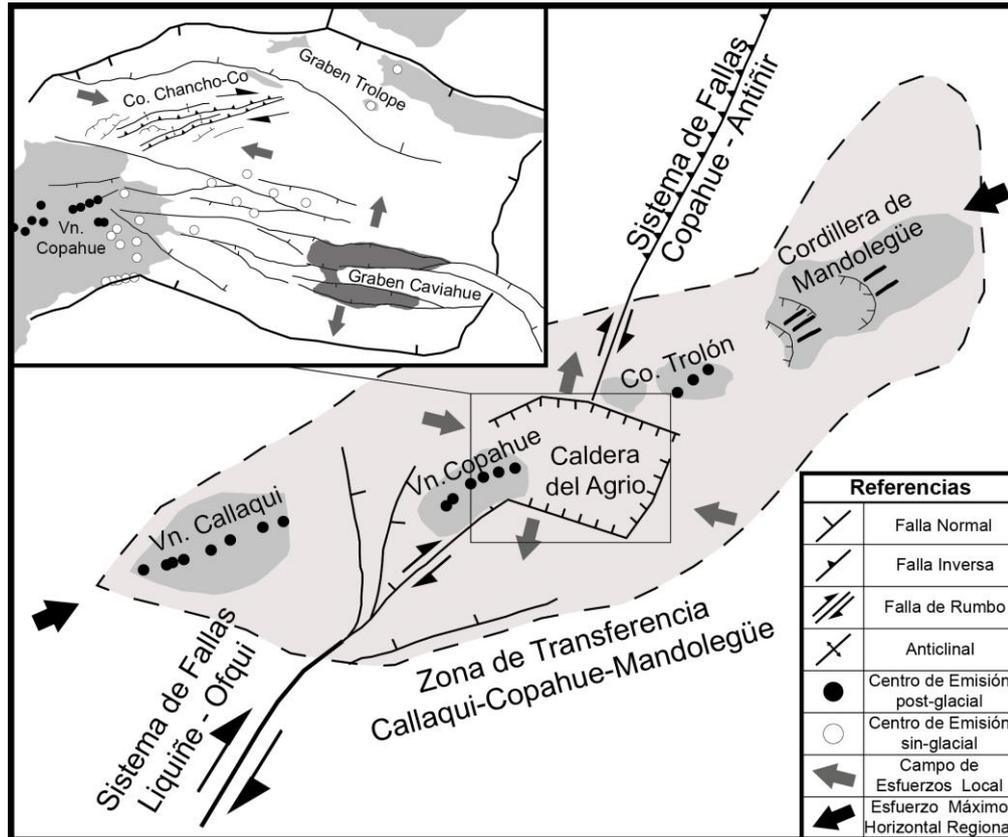


Figura 4: Modelo estructural de la Zona de Transferencia Callaqui-Copahue-Mandolegüe, y rasgos estructurales del CVCC. Modificado de Melnick *et al.* (2006).

El sistema de fallas Copahue-Antiñir es un sistema de trasarco de 90 km de largo (Ramos y Folguera 1999, Folguera *et al.* 2004) caracterizado por fallas y pliegues de alto ángulo imbricados, que forman escarpas de fallas individuales de más de 150 m de altura (Melnick *et al.* 2006).

El lineamiento volcano-tectónico Callaqui-Copahue-Mandolegüe es el lineamiento más largo de la Zona Volcánica Sur, abarcando unos 90 km con orientación NE, y está compuesto de SO a NE, por el Volcán Callaqui, el CVCC, el Centro Volcánico Trolón y la Cordillera de Mandolegüe (Folguera y Ramos 2000). Esta es una estructura de escala cortical que se generó durante el Oligoceno tardío-Mioceno como una zona de transferencia durante las fases de rift y de inversión de la Cuenca de Cura Mallín (Carpinelli 2000, Melnick *et al.* 2002, Radic *et al.* 2002, Melnick *et al.* 2006). Durante el Pleistoceno-Holoceno continuó como una zona de transferencia de la deformación en el límite entre el sistema de fallas de rumbo de Liqueñe-Ofqui y el sistema de fallas compresivas Copahue-Antiñir, acomodando la configuración de estos y desacoplando sus cinemáticas contrastantes (Melnick *et al.* 2006).

2.2 Estratigrafía del Complejo Volcánico Copahue Caviahue

El CVCC presenta un registro de actividad que continua sin interrupciones desde el Mioceno hasta el presente. Su estratigrafía ha sido analizada por varios autores, y a partir de distintos puntos de vista: Dellapé y Pando (1975), Niemeyer y Muñoz (1983), Pesce (1989), Delpino y Bermúdez (1993), Linares *et al.* (1999), Mazzoni y Licitra (2000), Polanco (2003), Melnick *et al.* (2006), Varekamp *et al.* (2006), entre otros. A continuación se describen los rasgos principales de las unidades involucradas (Fig. 5), siguiendo la sucesión estratigráfica propuesta por Melnick *et al.* (2006), basada en la presentada originalmente por Pesce (1989), y excluyendo al volcán Copahue propiamente dicho, el cual representa la actividad volcánica más joven del CVCC y cuya evolución se analiza en el apartado siguiente.

2.2.1 Formación Trapa Trapa: Originalmente fue considerada como la secuencia superior de la Formación Curamallín (Niemeyer y Muñoz 1983), aunque este término luego fue restringido solo para la subyacente secuencia inferior principalmente sedimentaria (Suárez y Emparán 1997). Está conformada principalmente por coladas andesíticas del Mioceno inferior a medio (18 - 14 Ma), generadas en una cuenca de intraarco (Burns y Jordan 1999, Folguera y Ramos 2000).

2.2.2 Formación Hualcupén: Fue definida originalmente en territorio chileno con el nombre de Formación Cola de Zorro (González y Vergara 1962), mientras que en territorio argentino fue descrita en primera instancia por Pesce 1989, quien le otorgó el nombre de Formación Hualcupén. Está conformada por una secuencia subhorizontal de gran extensión lateral, compuesta por lavas basálticas andesíticas, brechas volcánicas y depósitos piroclásticos y epiclásticos, expuesta como una faja meridional al este del frente volcánico actual entre los 36° y los 39° S (Folguera y Ramos 2000, Melnick 2006). Este vulcanismo se generó bajo un régimen tectónico extensional con anterioridad a la formación de la caldera del Agrio (Folguera *et al.* 2003), conformando el basamento y las paredes de la misma. Sus potencias máximas se encuentran en territorio chileno, llegando a 1900 m, mientras que en territorio argentino alcanza espesores de 450 m (Pesce 1989). A partir de edades K-Ar se estableció que esta unidad se habría depositado en el Plioceno temprano, entre los $5,6 \pm 0,1$ y los $4,0 \pm 0,1$ Ma (Muñoz y Stern 1988, Muñoz *et al.* 1989, Linares *et al.* 1999).

2.2.3 Ignimbrita Riscos Bayos: Esta unidad, reconocida originalmente por Muñoz y Stern (1988), está formada por depósitos de ignimbritas riolíticas ubicados principalmente al

sureste de la caldera, formando un cinturón E-O de 4 km y alcanzando espesores de 250 m (González Díaz 2005, Melnick *et al.* 2006). Melnick *et al.* (2006) también incluyen dos cuerpos ignimbríticos aislados de 0,5 y 1,1 km² y de 150 m de espesor, ubicados al sur de la caldera. Las dataciones K-Ar realizadas sobre esta unidad arrojan edades de $1,1 \pm 0,5$ Ma (Muñoz y Stern 1988) y $2,05 \pm 0,10$ Ma (Linares *et al.* 1999), ubicándola en el Pleistoceno inferior. Estas han sido interpretadas por algunos autores como los productos del colapso de la caldera del Agrio (Muñoz y Stern 1988, Pesce 1989, JICA 1992, Delpino y Bermudez 1993, Mazzoni y Licitra 2000), aunque la formación de la misma estaría acotada por la datación de los primeros depósitos que la rellenan (Secuencia Volcánica Las Mellizas) en 2,68 Ma (Linares *et al.* 1999), anterior a la generación de las ignimbritas. Por su parte, Varekamp *et al.* (2006) proponen que esta unidad tiene composiciones iguales que las del Domo Cerro Bayo, sin embargo este último es más joven. Sin dudas es necesario un estudio geocronológico más exhaustivo para mejorar la interpretación de las relaciones temporales y volcanológicas de la Formación Riscos Bayos con las unidades vinculadas y con la generación de la caldera del Agrio.

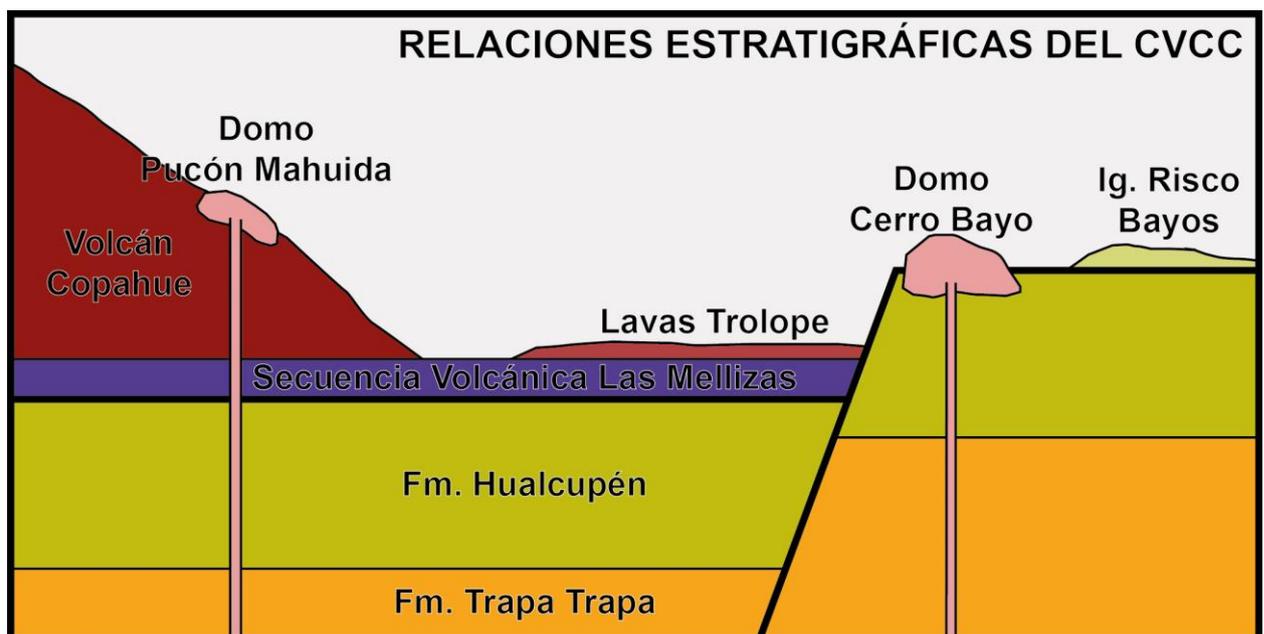


Figura 5: Esquema de relaciones estratigráficas del CVCC (Basada en Melnick *et al.* 2006).

2.2.4 Secuencia Volcánica Las Mellizas: Esta unidad, definida originalmente como Formación Las Mellizas por el JICA (1988) y como Centro Efusivo Las Mellizas por Pesce (1989), es considerada la primera unidad posterior a la formación de la caldera del Agrio, restringiendo sus afloramientos al interior de la misma y al sector ubicado al oeste del volcán Copahue. Las edades K-Ar obtenidas por Linares *et al.* (1999) van desde los $2,68 \pm 0,14$ a $2,60 \pm$

0,1 Ma (techo del Plioceno), sin embargo dataciones Ar/Ar hechas recientemente por Sruoga y Consoli (2011b) arrojarían edades mucho más jóvenes (125 ± 9 ka, Pleistoceno medio a superior), poniendo en evidencia la necesidad de una geocronología más detallada para esta unidad.

En base al mapeo de campo ha sido subdividida en tres litofacies: (1) Lavas Inferiores, compuestas por coladas basálticas a andesíticas con depósitos laháricos intercalados, (2) Ignimbritas vítreas de composición andesítica a dacítica, y (3) Lavas Superiores de composición andesítica, similares a las Lavas Inferiores (Melnick *et al.* 2006, Sruoga y Consoli 2011a). Mazzoni y Licitra (2000) asociaron la facies de Ignimbritas con flujos intracaldera relacionados con el colapso de la caldera del Agrio, proponiendo su equivalencia con la Formación Riscos Bayos, lo que fue descartado por Varekamp *et al.* (2006) en base a estudios geoquímicos. La mayoría de los autores vinculan la secuencia volcánica Las Mellizas con la actividad de un antiguo estratovolcán cuyo principal centro de emisión se ubicaba donde actualmente se emplaza el volcán Copahue, siendo las facies de Ignimbritas producto del colapso del mismo, evidenciado por la presencia de un borde de caldera preservada al noroeste del actual edificio volcánico. (Pesce 1989, Delpino y Bermúdez 1993, Melnick *et al.* 2006, Sruoga y Consoli 2011a). Recientemente, Caselli *et al.* (2014c) concluyen que la facies de Lavas Inferiores correspondería a una secuencia pre-caldera de la Formación Hualcupén, y descartan la teoría del estratovolcán Las Mellizas, proponiendo para la facies de Ignimbritas un origen por colapso de la caldera del Agrio a partir de emisiones fisurales en un régimen extensional.

2.2.5 Lavas Trolope: Está compuesta por flujos de lava y brechas andesíticas originalmente descritas por Pesca (1989), quien las denominó *Derrames de Fondo de Valle*. Se exponen en el sector norte y noreste de la caldera del Agrio, extendiéndose hacia el este por el Valle de Trolope. Ocupan un área aproximada de 50 km² con espesores máximos de 200 m, aunque las lavas individuales poseen espesores de 2-3 m y las brechas de 0,5-1 m (Melnick *et al.* 2006). Lineras *et al.* (1999) proponen, a partir de dataciones K-Ar, una edad de $1,4 \pm 0,3$ Ma (Pleistoceno Inferior) para las mismas.

2.2.6 Domo Pucón Mahuida: Este cuerpo dómico, ubicado en el flanco sureste del volcán Copahue, fue analizado originalmente por Pesca (1989), quien le asignó el nombre de Domo Ácido. Melnick *et al.* 2006 aportaron una descripción más detallada, dividiéndolo en un cuerpo principal de lavas riolíticas y un segundo depósito de rocas riolíticas intrusivas subvolcánicas. Estos autores también establecieron la relación con las unidades que conforman el edificio del volcán Copahue, describiendo filones capa que salen del cuerpo principal e intruyen a las lavas

inferiores del mismo, mientras que las de la parte superior cubren al domo. La datación del mismo fue establecida por Linares *et al.* (1999) a través del método K-Ar, obteniendo edades entre $0,9 \pm 0,07$ y $1,1 \pm 0,09$ (Pleistoceno inferior).

2.2.7 Domo Cerro Bayo: Es un cuerpo dómico elíptico de unos 20 km² emplazado en el flanco norte de la caldera del Agrio, unos 1300 m por encima del borde de la misma (Melnick *et al.* 2006). Se compone de lavas y tobas dacíticas a riolíticas que forman grandes masas de entre 250 y 300 m de potencia (Pesce 1989). Linares *et al.* (1999) aportan edades K-Ar de $0,62 \pm 0,06$ Ma (Pleistoceno medio).

2.3 Evolución del Volcán Copahue

El volcán Copahue está ubicado en el borde occidental de la caldera del Agrio, y muestra una morfología alargada SO-NE (N40°E), con nueve cráteres alineados en dirección N60°E, de los cuales el más oriental es el activo actualmente. Está constituido principalmente por andesitas basálticas a andesíticas (Pesce 1989, Polanco 2003), vinculadas a magmas que corresponden a una serie calco-alcalina, transalcalina, de medio a alto K (Sruoga y Consoli 2004, Polanco 2003). El desarrollo del volcán Copahue, en base a edades K-Ar, iría desde los $1,23 \pm 0,18$ Ma hasta la actualidad (Muñoz y Stern 1988, Linares *et al.* 1999, Polanco 2003). Sin embargo, la edad más joven obtenida para la Secuencia Volcánica Las Mellizas, anterior a este edificio volcánico, es de 125 ± 9 ka (Sruoga y Consoli 2011b), lo que genera una discrepancia respecto a este tema.

La estratigrafía de este aparato volcánico fue agrupada dentro de la Formación Copahue por Delpino y Bermudez (1993), y posteriormente subdividida en tres etapas, pre-, sin- y post-glacial (Sruoga y Consoli 2004 en Sruoga y Consoli 2011a, Melnick *et al.* 2006). En la presente contribución se sigue esta última (Fig. 6).

2.3.1 Etapa Pre-Glacial: Está compuesta por lavas, y en menor medida oleadas piroclásticas, con un espesor máximo de más de 1000 m (Melnick *et al.* 2006, Sruoga y Consoli 2011a) y composiciones basáltica-andesíticas a andesíticas (Cecioni *et al.* 2000 en Melnick *et al.* 2006). Esta constituye la etapa más importante desde el punto de vista volumétrico, responsable de la construcción de la mayor parte del edificio volcánico (Melnick *et al.* 2006). Los depósitos que la conforman presentan evidencias de abrasión glacial (pulido y estrías) y suelen estar cubiertos por una fina capa de drift o por depósitos morénicos (Sruoga y Consoli 2011a). Recientemente, Forte y Caselli (2014) describieron la presencia de depósitos de flujos

piroclásticos densos en el valle del río Agrio superior y en las cercanías del domo Pucón Mahuida, los cuales corresponderían a esta etapa.

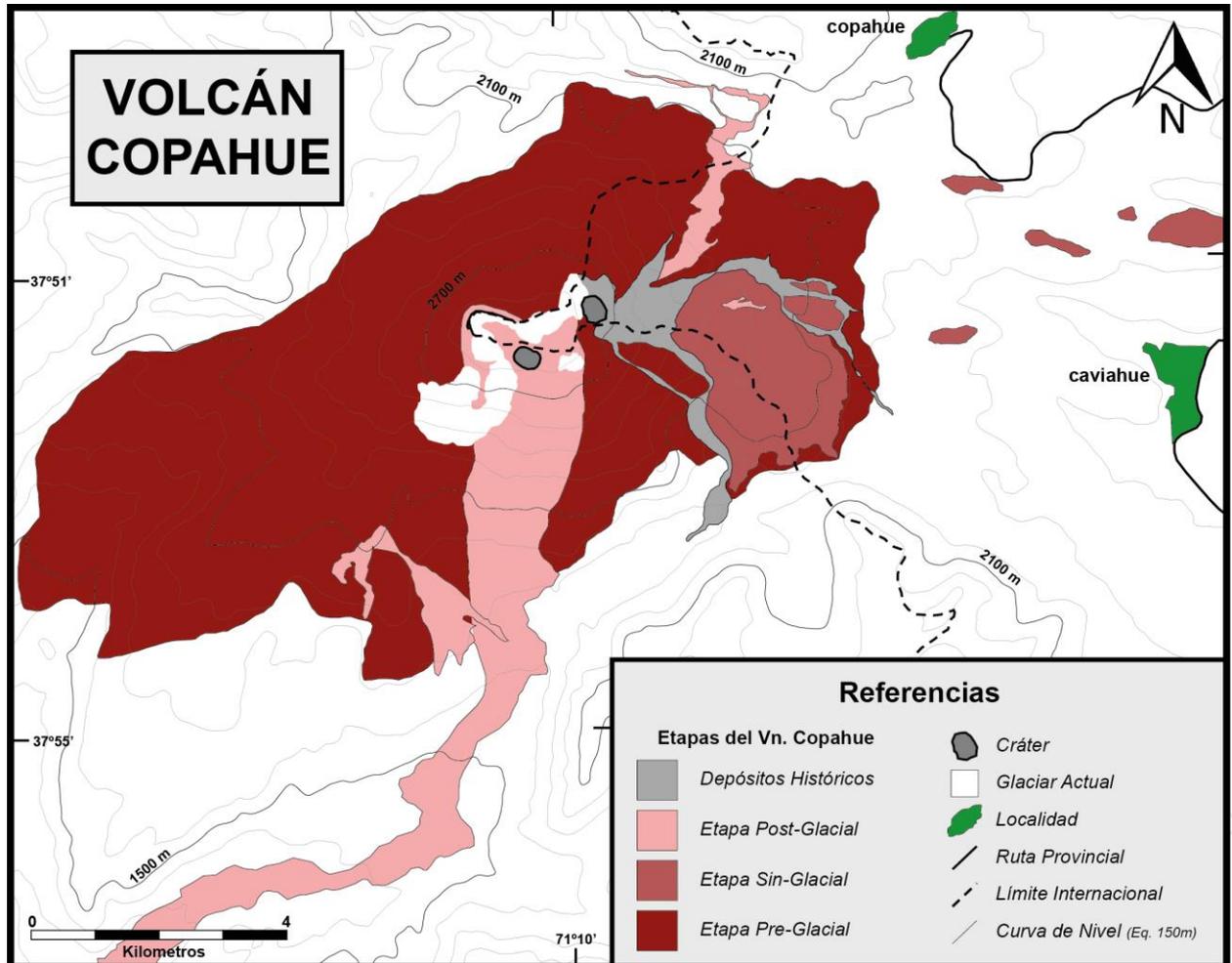


Figura 6: Mapa geológico del volcán Copahue diferenciando las distintas etapas de evolución.

2.3.2 Etapa Sin-Glacial: Representa un volumen de material mucho menor que la etapa anterior, y se compone de lavas andesíticas a dacíticas con bordes vítreos que exhiben características típicas de la interacción agua-magma, tales como fracturas poligonales y dentadas (*hackly*), y *pillow lavas*. (Melnick *et al.* 2006, Sruoga y Consoli 2011a). Esta sucesión presenta un espesor medio de 300 m y aflora principalmente en una meseta con forma de domo de 5,5 km² localizada en el flanco sureste del volcán, y en siete centros individuales aislados dentro del caldera del Agrio, en la región ubicada entre las localidades de Caviahue y Copahue (Melnick *et al.* 2006). La edad más joven obtenida para esta etapa es de $0,76 \pm 0,14$ Ma (Linares *et al.* 1999), por lo que la actividad sin-glacial estaría vinculada a uno, o más de uno, de los periodos glaciales de los últimos 700 ka. Sin embargo, los depósitos de la parte superior del cuerpo con forma de

domo no muestran evidencias de erosión glacial, lo que implica que por lo menos este sector superior se formó durante el último periodo glacial (Melnick *et al.* 2006), delimitado para los Andes patagónicos entre 90 y 14 ka por Clapperton (1993) y entre 75 y 15 ka por Lowell *et al.* (1995).

2.3.3 Etapa Post-Glacial: Durante esta etapa se formaron los conos piroclásticos que contienen a los cráteres alineados N60°E de la cima, siendo el cráter activo el ubicado más al este, cuyas paredes exponen depósitos de oleadas piroclásticas y depósitos de caída de bloques y bombas de tipo estromboliano (Delpino y Bermudez 1994, Bermudez *et al.* 2002). A partir de estos cráteres, y de fisuras laterales y centros monogénicos alineados ubicados en los flancos, se emitieron derrames lávicos y flujos piroclásticos, cuyos depósitos no presentan evidencia de erosión glacial (Polanco 2003, Melnick *et al.* 2006, Sruoga y Consoli 2011a).

Los flujos lávicos son de tipo aa y en bloque, poseen una composición andesítico-basáltico (54,9-57% SiO₂) y el más extenso, emitido a partir de uno de los cráteres de la cima ubicado al suroeste del activo actualmente, se extiende hacia el suroeste por 18-20 km a lo largo del valle del río Lomín, en territorio chileno (Delpino y Bermudez 1994, Polanco 2003, Melnick *et al.* 2006). En el flanco suroeste también se observa un grupo de derrames lávicos, denominados lavas Malla-Malla, surgidos a partir de una serie de centros alineados N50°E, los cuales se extienden por 5 km hacia el valle del río Lomín cubriendo el flujo principal (Melnick *et al.* 2006). En territorio argentino los flujos lávicos más importantes nacen de una fisura N77°E de 1,2 km de longitud ubicada en el flanco oriental, y recorren hasta 5 km encausándose en el valle del arroyo Chanco-Co con espesores aproximados entre 3 y 5 m y anchos de hasta 25 m (Delpino y Bermudez 1994, Melnick *et al.* 2006, Sruoga y Consoli 2011a). Durante su recorrido se ven afectados por fallas normales que también funcionaron como centros de emisión (Folguera y Ramos 2000). Al sur de la fisura principal anterior, y sobre los depósitos del cuerpo sin-glacial, surgen dos pequeñas coladas de 2-3 m de espesor y 600-800 m de longitud, a partir de dos centros de emisión alineados E-O (Delpino y Bermudez 1993, Melnick *et al.* 2006). Por último, al menos dos flujos de lava de 3-5 m y 850 m de longitud de espesor nacen en un centro de emisión al norte del cráter activo (Melnick *et al.* 2006).

Han sido reconocidos depósitos de flujo piroclásticos de hasta 2 m de espesor hasta 14 km alrededor del volcán Copahue, principalmente en el valle del río Llai y dentro de la caldera del Agrio, en territorios chileno y argentino respectivamente (Polanco *et al.* 2000, Polanco 2003), los cuales son analizados y discutidos en la presente contribución. Los primeros arrojaron edades de radiocarbono que van desde los 2880 ± 50 a los 2280 ± 50 años AP, mientras que

aquellos ubicados dentro de la caldera del Agrio arrojaron edades de 8770 ± 70 y 5910 ± 50 años AP (Cecioni et al. 2000 en Melnick *et al.* 2006, Polanco *et al.* 2000, Polanco 2003). Por su parte, Petrinovic (2008) menciona la existencia de otro depósito de oleadas piroclásticas en el flanco oriental del volcán, el cual habrían sobrepasado la ubicación de la villa Caviahue, y sería correlacionable a estos últimos. Por último, Melnick *et al.* 2006 también mencionan un pequeño depósito de bloques y cenizas (*block and ash*) de 1-2 m de espesor en el flanco sureste del volcán.

Los depósitos de lahares post-glaciares se han reconocido en el tramo superior del río Agrio, y se habrían generado a partir del cráter activo, siguiendo un curso similar a los producidos en épocas históricas (Delpino y Bermudez 1994).

2.3.4 Actividad Histórica: En el volcán Copahue han sido reportadas 13 erupciones para los últimos 265 años, generalmente de baja magnitud y de carácter freático y freatomagmático: 1750, 1759, 1867, 1937, 1944, 1960, 1961, 1992, 1993, 1994, 1995, 2000 y 2012-2014 (Delpino y Bermúdez 1993, Petit-Breuilh 1996, Martini *et al.* 1997, Varekamp *et al.* 2001, Delpino y Bermúdez 2002, Polanco 2003, Naranjo y Polanco 2004, Caselli *et al.* 2014a, Petrinovic *et al.* 2014b, entre otros). Con excepción de las producidas en las últimas décadas, estas erupciones no han sido descritas exhaustivamente debido, en gran medida, a la falta de población fija en la zona para esos años. Para la erupción de 1961 existen menciones orales y documentos fotográficos de por lo menos dos explosiones freáticas que generaron columnas de vapor y otros gases (Delpino y Bermudez 1993, Polanco 2003). Recientemente, Petrinovic *et al.* (2014a) reinterpretan depósitos descritos como lahares generados en el año 1992, y los asignan a depósitos producidos por flujos piroclásticos densos que podrían corresponder a esta erupción, cuya descripción e interpretación representa uno de los ejes de este trabajo.

El ciclo eruptivo producido en la primera mitad de la década de 1990 se caracterizó por eventos freáticos y freatomagmáticos de mediana a baja intensidad ($VEI < 2$) con producción de caída de cenizas, oleadas piroclásticas y lahares (Delpino y Bermudez 1993, 1994, 2002, Sruoga y Consoli 2011a). Este comenzó entre julio y agosto de 1992 con un incremento de la actividad fumarólica, varias explosiones freáticas y freatomagmáticas con columnas eruptivas de entre 100 y 700 m (aunque llegaron a alcanzar los 1400 m), dispersión de tefras hasta 20 km de distancia, caída de bloques y bombas hasta 1 km, generación de lahares, emisión de gases e intensa actividad sísmica (GVP 1992, Delpino y Bermudez 1993, 1994). El material movilizado por la dispersión de la columna eruptiva estuvo compuesto por fragmentos sub-redondeados de azufre piroclástico gris verdoso, fragmentos líticos volcánicos frescos con formas angulosas y

vesiculares, y fragmentos sub-redondeados y polvo de color blanco, ambos compuestos por SiO₂ (Delpino y Bermudez 1993). Al menos cinco lahares se generaron en el primer mes de erupción, dos en el cauce del río Agrio de 1 y 4 km de longitud, uno hacia las nacientes del río Lomín de 3,5 km de longitud y dos pequeños en el flanco sur de no más de 150 m (Delpino y Bermudez 1993, 1994, Polanco 2003). Con excepción de estos últimos, los lahares presentaban una coloración gris clara a gris oscura y consistían en una mezcla de hielo, nieve y fragmentos sólidos composicionalmente similares al material expulsado en la columna eruptiva, con el agregado de bloques de hasta 3m³ (Delpino y Bermudez 1993). El lahar principal, de 4 km de largo, consistió en una corriente concentrada con bordes lobulados y canales centrales entrelazados con un espesor de 0,5-1 m y un ancho de 10-50 m, que se desplazó sobre la nieve y el hielo, en primera instancia por el cauce del río Agrio para luego apartarse e ingresar a un afluente del mismo (Delpino y Bermudez 1993). Luego de estos primeros meses, continuó la actividad fumarólica con variadas intensidades y explosiones aisladas, dándose explosiones mayores en noviembre de 1993, diciembre de 1994 y septiembre de 1995 (Delpino y Bermudez 1993, 1994, Varekamp *et al.* 2001, Polanco 2003).

El día 1 de julio del año 2000 comenzó una nueva erupción de mayor duración y magnitud (VEI 1-2), caracterizada por erupciones freáticas y freatomagmáticas seguidas de actividad típicamente estromboliana y una consecuente desaparición total de la laguna cratérica, representando un cambio importante en el estilo eruptivo observado históricamente (GVP 2000, Delpino y Bermudez 2002, Naranjo y Polanco 2004). Durante los primeros cinco días las explosiones freáticas y freatomagmáticas generaron columnas eruptivas de hasta 2000 m de altura sobre el cráter, que se dispersaron hasta 100 km al E y al SE, afectando la localidad de Caviahue con espesores de tefra de 3-5 cm (Delpino y Bermudez 2002, Naranjo y Polanco 2004). Además se generaron oleadas piroclásticas basales hacia el E y el N, lahares de 3,5 m de altura dispersados hasta 2 km en el curso superior del río Agrio que dieron lugar a crecidas aguas abajo, crecidas y acidificación en las nacientes del arroyo Dulce, y una importante actividad sísmica (Delpino y Bermudez 2002, Naranjo y Polanco 2004). A partir del 6 de julio la erupción tomó un estilo típicamente estromboliano con emisión de material incandescente siguiendo trayectorias balísticas hasta 1-1,5 km del cráter, con columnas eruptivas de entre 200 m y 3000 m que se dispersaron un máximo de 200-250 km principalmente al NE, E y SE, y con emisión de nubes de gases que se desplazaron unos 10 km por el valle del río Agrio (Delpino y Bermudez 2002, Naranjo y Polanco 2004). A principios del mes de octubre la magnitud eruptiva había descendido considerablemente, con el establecimiento de una intensa actividad fumarólica con

emisión de nubes blancas principalmente de vapor de agua, y la restitución de la laguna cratérica (Delpino y Bermudez 2002).

Durante el año 2004 se produjo un fenómeno de anomalía térmica en el volcán, caracterizado por un marcado descenso de la temperatura de la laguna cratérica, llegando a congelarse el 80% de su superficie, producto de la generación de un sello en las fracturas que alimentan a la misma, debido probablemente a la acumulación de minerales secundarios, lo que impidió el ascenso de fluidos y por lo tanto la emisión de flujo calórico (Agusto *et al.* 2011, 2012). Este fenómeno podría corresponder a un comportamiento cíclico asociado a erupciones freáticas anteriores (Caselli *et al.* 2005), aunque en dicha oportunidad no llegó a producirse este tipo de actividad. Posteriormente, durante el periodo 2004-2007, el volcán presentó una intensa desgasificación con la consecuente deformación subsidente del aparato volcánico de aproximadamente 2 cm/año (Velez *et al.* 2014). Luego del terremoto del Maule (Mw 8,8), ocurrido el 27 de febrero del año 2010 en el centro de Chile, a poco más de 250 km al noroeste de la zona de estudio, el volcán Copahue comenzó a mostrar un incremento significativo en la actividad sísmica (Forte *et al.* 2012 en GVP 2013, Caselli *et al.* 2014a), seguido en el año 2011 por un aumento del flujo gaseoso del cráter, un aumento de la temperatura de la laguna cratérica y de los manantiales de los flancos, y un hinchamiento progresivo y rápido del edificio volcánico, con un máximo en el flanco noreste de 5 cm en seis meses, entre octubre del 2011 y abril del 2012 (Caselli *et al.* 2014a, Velez *et al.* 2014).

Esta actividad anómala desarrollada en el periodo 2010-2012 culminó con el ciclo eruptivo más reciente del volcán Copahue, iniciado el día 19 de julio del 2012, con una erupción freatomagmática que generó una pequeña pluma de 18 km de longitud hacia el E-SE (GVP 2013, Caselli *et al.* 2014a, Caselli *et al.* 2015a). El material piroclástico emitido durante este pulso inicial se compuso principalmente de partículas de azufre piroclástico gris-verdosas a gris-amarillentas y en menor medida trizas vítreas, fragmentos pumíceos, fragmentos escoriáceos y fragmentos líticos accesorios-accidentales (Agusto *et al.* 2014, Caselli *et al.* 2014b, Caselli *et al.* 2015a). En cercanías del cráter se observó la emisión de trozos de sedimentitas del fondo de la laguna, cementados por azufre y con derrames de este material en su superficie (Agusto *et al.* 2014). En los meses siguientes se observó un marcado descenso en el nivel de agua de la laguna cratérica junto con procesos de violentos burbujeos de hasta 1-2 m de altura en la misma (Caselli *et al.* 2014a, Caselli *et al.* 2015a).

El día 22 de diciembre del 2012 se produjo el evento principal del ciclo, caracterizado por una fuerte erupción (VEI < 2) que pasó en pocas horas de un estilo freatomagmático a uno típicamente magmático de tipo estromboliano, arrojando un volumen total de material de 0,005

km³ (GVP 2013, Caselli *et al.* 2014a, Petrinovic *et al.* 2014b, Caselli *et al.* 2015a). El mismo comenzó con una manifestación freática que emitió una columna blanca de vapor de 800 m de altura sobre el cráter, la cual se recostó hacia el SE (Caselli *et al.* 2014a, Caselli *et al.* 2015a). Poco menos de una hora después comenzó la fase freatomagmática, con la formación de una columna moderadamente convectiva de color gris oscuro de entre 2000-3000 m de altura, que se desplazó hacia el SE, acompañada por la eyección de material incandescente con trayectoria balística y una importante emisión de SO₂ (Caselli *et al.* 2014a, Petrinovic *et al.* 2014b, Caselli *et al.* 2015a). Durante esta fase se produjeron varios flujos piroclásticos, probablemente correspondientes a oleadas basales, que emergieron por el borde oriental del cráter y fluyeron por el valle del río Agrio superior (Caselli *et al.* 2014a, Caselli *et al.* 2015a). Luego de unas 6 horas de erupción comenzó a observarse una importante incandescencia en la columna eruptiva debido a la combustión de gases emitidos junto al material piroclástico, probablemente en ausencia de agua, indicando la transición hacia un estilo puramente magmático de tipo estromboliano (Caselli *et al.* 2014a, Caselli *et al.* 2015a). El material balístico emitido se conformó por bombas juveniles y bloques que se proyectaron hasta 1,5-2 km del cráter (Caselli *et al.* 2014b, Petrinovic *et al.* 2014b, Caselli *et al.* 2015a).

En los meses posteriores a este evento principal, se mantuvo una intensa actividad fumarólica con una columna pequeña de color blanco, y explosiones ocasionales de pequeña magnitud. La deformación y la sismicidad también continuaron, incluso llevando a la evacuación de las poblaciones cercanas en ambos países, a fines de mayo del año 2013, debido a que el aumento considerable de la actividad sísmica hacía presumir la ocurrencia de un evento de mayor intensidad (Caselli *et al.* 2014a, Velez *et al.* 2014). En octubre del 2014 se produjeron nuevas explosiones, lo que evidencia la continuidad del ciclo eruptivo, incluso hasta el año 2015.

2.4 Sistema Magmático-Hidrotermal

El sistema magmático-hidrotermal del CVCC está definido como un Sistema Dominado por Gases, lo que implica una fuerte entrada de gases volcánicos, un bajo grado de neutralización, un corto tiempo de residencia de los fluidos y una matriz rocosa altamente alterada debido a la interacción agua-roca (Varekamp *et al.* 2000). Este ha sido el foco de diversos estudios debido a su potencial geotérmico (Dellapé y Pando 1975, Jurío 1977, Panarello *et al.* 1988, JICA 1992, Sierra *et al.* 1992, Mas *et al.* 2000, Panarello 2002), aunque estudiar su funcionamiento también es una herramienta para comprender el comportamiento del sistema volcánico.

El sistema magmático-hidrotermal puede ser dividido en dos sub-sistemas (Fig. 7): (1) Uno representado por el sistema magmático-hidrotermal propiamente dicho, ubicado en el edificio volcánico y representado superficialmente por la laguna cratérica y las dos vertientes ácidas que surgen del flanco oriental y forman el río Agrio superior, y (2) otro hidrotermal correspondiente a las distintas áreas geotermales ubicadas en las inmediaciones de la localidad de Copahue. El primero recibe directamente los fluidos ricos en gases ácidos (SO_2 , HCl y HF) del reservorio magmático-hidrotermal localizado en el conducto volcánico principal (Varekamp *et al.* 2004), mientras que el segundo está alimentado por un acuífero ubicado alrededor del volcán donde los gases ácidos que forman parte de los fluidos magmáticos provenientes del cuerpo magmático subyacente son disueltos, mientras las especies de gases reducidos (H_2 , H_2S , CO y CH_4 e hidrocarburos livianos) se generan (Agusto *et al.* 2013). Para mejorar su identificación y facilitar su análisis, Agusto (2011) clasificó a las aguas superficiales de estos dos sub-sistemas como aguas del sistema volcánico-hidrologico (SVH) y aguas calentadas por vapor (ACV), respectivamente.

La laguna cratérica del volcán Copahue posee un diámetro de 250 metros y una profundidad de 40 m aproximadamente, y es alimentada por el agua de deshielo proveniente del glaciar ubicado en el borde noroeste del cráter. Su superficie presenta un aspecto turbio, con una coloración que va de verde oscuro a gris, y con esférulas de azufre nativo de color amarillo flotando y acumuladas en la orilla (Varekamp *et al.* 2001, Agusto *et al.* 2012). La interacción con los fluidos magmáticos genera que las aguas sean ácidas, con valores de pH entre 0,3 y 0,8, y que alcancen normalmente temperaturas en superficie de entre 21 y 54°C (Varekamp *et al.* 2001, Caselli *et al.* 2005, 2006, Agusto *et al.* 2012).

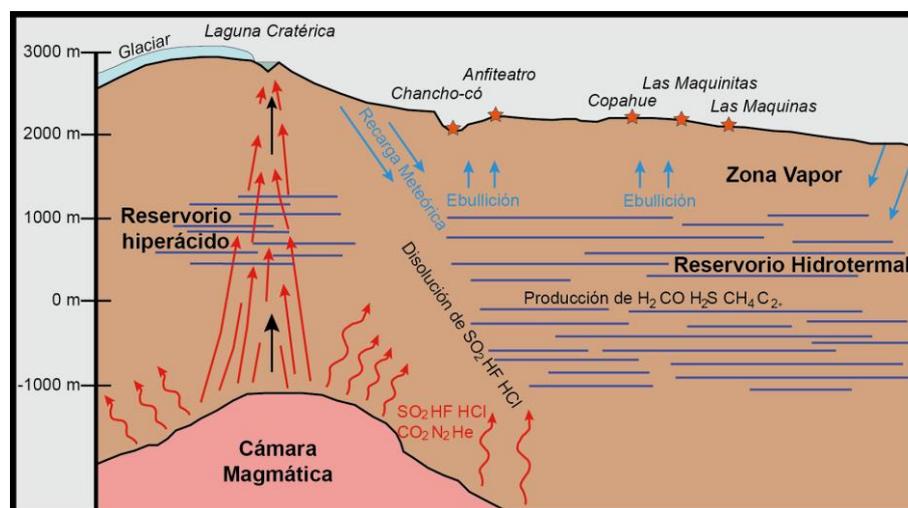


Figura 7: Sistema Magmático-Hidrotermal del CVCC (modificado de Agusto *et al.* 2013).

Unos 100 m por debajo del cráter, sobre el flanco oriental, emanan dos vertientes con valores de pH de entre 1 y 2, y temperaturas variables entre 50 y 80°C, las cuales confluyen unos 500 m aguas abajo para formar las nacientes del río Agrio superior (Varekamp *et al.* 2001, 2009, Caselli *et al.* 2005, Agosto *et al.* 2012). Las variaciones composicionales, tanto de la laguna cratérica como de las vertientes, están dadas por la proporción en la entrada y en la mezcla en profundidad entre los fluidos magmáticos-hidrotermales profundos y las aguas meteóricas (Varekamp *et al.* 2001). A pesar de estar alimentadas por los mismos fluidos, las vertientes poseen mayores concentraciones de elementos formadores de roca (Ca, Na, Mg, K, Al y Fe) que la laguna cratérica, debido a que tienen una mayor interacción con las rocas por donde circulan (Ouimette 2000 en Varekamp *et al.* 2001). Esta interacción genera un importante proceso de disolución que resulta en un gran volumen de espacio vacío (20.000-25.000 m³/año), el cual es rellenado principalmente por la acumulación de azufre líquido y sílice (Varekamp *et al.* 2001).

El río Agrio superior está alimentado directamente por las vertientes ácidas del flanco oriental del edificio volcánico, por lo que en su nacimiento tiene composiciones y salinidades similares (Caselli *et al.* 2006). A medida que avanza hasta su desembocadura en el Lago Caviahue, unos 12 km aguas abajo, muestra un importante descenso en la salinidad debido al ingreso de varios tributarios menores provenientes de aguas de deshielo, y un moderado incremento de pH desde 1,5 a 2,7 (Agosto *et al.* 2011). El lago Caviahue, además de absorber el fuerte aporte de aguas mineralizadas del río Agrio superior, recibe varios tributarios compuestos con aguas puramente de deshielo, como el río Dulce, cuya mezcla diluye considerablemente la acidez y las concentraciones de minerales (Varekamp *et al.* 2001, Agosto *et al.* 2011). El mismo está caracterizado por rasgos físico-químicos homogéneos a diferentes profundidades, presentando un pH promedio de 3,12 (Tassi *et al.* 2007). El río Agrio inferior representa el único efluente de este cuerpo de agua y se ve influenciado por las aguas mineralizadas del Agrio superior hasta por lo menos 80 km aguas abajo de su nacimiento (Agosto *et al.* 2012).

El sistema hidrotermal aflora en cinco áreas con emisión de fluidos geotermales ubicadas al norte-noreste del edificio volcánico: Las Máquinas, Las Maquinitas, Termas de Copahue, Anfiteatro y Chanco-Co, esta última en territorio chileno (Fig. 8). Estas descargas consisten en aguas termales burbujeantes (*boiling-bubbling* y *mud pools*) con temperaturas de hasta 96°C, y fumarolas con temperaturas de salida de hasta 160°C (Agosto *et al.* 2011, 2013). Algunas de estas son utilizadas como complejos de balneoterapia, de gran interés turístico, incluso ubicándose la localidad de Copahue y su centro de baños termales sobre una de ellas.



Figura 8: Áreas geotermales del sistema hidrotermal asociado al volcán Copahue.

2.5 Controles Estructurales

Los controles estructurales que afectaron la evolución del CVCC, y sus expresiones superficiales, han sido bien estudiados en las últimas décadas (Folguera y Ramos 2000, Folguera *et al.* 2004, Melnick *et al.* 2006, Rojas Vera *et al.* 2009, entre otros) y sus características principales son resumidas a continuación (Fig. 5).

La caldera del Agrio, descrita originalmente por Groeber (1921), se formó durante el Plioceno en la parte central del lineamiento Callaqui-Copahue-Mandolegüe. González Ferrán (1994) propuso una génesis volcánica para la misma, aunque las calderas con ese origen son generalmente circulares a elípticas. Estudios posteriores llegaron a la conclusión de que su génesis está más relacionada a controles estructurales, definiéndola como una cuenca de *pull-apart* limitada por dos juegos de fallas, N70°O y N30°E, que acomodan desplazamientos dextrales, en contacto con dos zonas de fallas regionales mayores, el sistema de fallas Copahue-Antiñir y el sistema de fallas Liquiñe-Ofqui (Folguera y Ramos 2000, Melnick y Folguera 2001, Melnick *et al.* 2006).

En el interior de la caldera se observa un patrón de fallas normales de rumbo ONO que forman los denominados grábenes de Caviahue y de Trolope (Folguera *et al.* 2004). Los ejes de extensión de ambos son compatibles con la apertura los de la estructura de *pull-apart*, por lo que su génesis respondería a una reactivación de esta última (Melnick *et al.* 2006). Estas estructuras afectan el flanco sur del edificio volcánico del Copahue, indicando la actividad de las mismas por lo menos hasta el Pleistoceno (Rojas Vera *et al.* 2009). El lago Caviahue presenta una morfología de herradura con dos grandes brazos E-O de 4-5 km x 1 km, separados por una elevación de 1 km de ancho, como consecuencia del control ejercido por las fallas normales del

graben de Caviahue, que forma una estructura de horst y graben (Folguera *et al.* 2004). Además estas fallas cortan a la pared oriental de la caldera, a la secuencia Las Mellizas y a las andesitas de la base del volcán Copahue, y controlan el emplazamiento de los centros eruptivos alineados de *pillow lavas* sin-glaciares del Pleistoceno tardío (Melnick *et al.* 2006). La parte norte de la caldera está caracterizado por una depresión elongada que corresponde al graben de Trolope, conformado por fallas normales que generan una estructura de hemi-graben, con una falla principal E-O que buza hacia el norte y que presenta un rechazo mínimo de 200 m (falla Trolope), y fallas secundarias a lo largo del borde norte y el piso de la caldera (Melnick *et al.* 2006). Las fallas correspondientes a esta estructura ponen en contacto las lavas inferiores de la secuencia Las Mellizas con las ignimbritas de la misma unidad, las brechas volcánicas de la Formación Cola de Zorro y las andesitas de las Lavas Trolope, y controlaron el desplazamiento de estas últimas (Melnick *et al.* 2006).

Un rasgo estructural que se mantiene activo desde el Pleistoceno es el plegamiento elongado en dirección N60°E conocido como cerro Chancho-Có, ubicado en el noroeste de la caldera. Su origen tendría un control principalmente tectónico- estructural (Folguera y Ramos 2000) y está formado por dos anticlinales generados por fallas inversas principales de rumbo N60°E y vergencia hacia el SE (Melnick *et al.* 2006). El principal quiebre topográfico dentro de esta estructura coincide con la falla Copahue, un cabalgamiento que levanta unidades pliocenas sobre depósitos cuaternarios coluviales y fluviales (Folguera y Ramos 2000, Rojas Vera *et al.* 2009). A lo largo del eje de la estructura compresiva principal, y orientadas ligeramente oblicuas al mismo, se observan fallas extensionales de varios kilómetros de largo con rechazos de hasta 3 m y grietas abiertas de decenas de metros de longitud y hasta 15 m de profundidad (Folguera y Ramos 2000, Melnick *et al.* 2006). Las fuertes manifestaciones superficiales de actividad geotermal que se observan en esta zona se encuentran sobre pequeñas depresiones semicirculares a romboédricas con contornos lineales, limitadas por fallas normales, que en conjunto forman un arreglo en echelón (Folguera y Ramos 2000, Melnick *et al.* 2006). Las fallas inversas de la estructura principal presentan un movimiento oblicuo transpresional dextral, consistente este arreglo en echelón y con la tendencia ligeramente oblicua de las fallas extensionales y las grietas abiertas.

Los controles estructurales también tuvieron, y aún tienen, una fuerte injerencia en el magmatismo regional. Las efusiones volcánicas a escala regional estuvieron regidas por la actividad del lineamiento Callaqui-Copahue-Mandolegüe, mientras que a una escala menor, el control estuvo dado por las estructuras locales, sus geometrías y cinemáticas, y su interacción con los sistemas de fallas regionales.

Los dos domos riolíticos del complejo tienen un claro control estructural ya que están emplazados en la intersección entre estructuras regionales y locales: El domo Bayo en el cruce del sistema Copahue-Antiñir y las fallas normales del norte de la caldera, y el domo Pucón Mahuida, en el cruce entre las fallas del borde sur y la falla Lomín (Melnick *et al.* 2006). Ambos están emplazados en el borde de la caldera, donde el campo de esfuerzos cambia de regional a local, y están limitados por una falla regional, lo que generaría un ajuste estructural que probablemente habría influenciado en la generación de un espacio abierto y apto para el ascenso de este magmatismo ácido (Melnick *et al.* 2006).

El fuerte control estructural del magmatismo durante el desarrollo del volcán Copahue propiamente dicho, se pone de manifiesto por la migración de sus centros de emisión desde una posición central a fisuras laterales, las escarpas ubicadas en el flanco noroeste, la alineación de bocas de emisión en la cima y fuera del edificio principal, y la consecuente elongación SO-NE del mismo, concordante con la zona de transferencia Callaqui-Copahue-Mandolegüe (Folguera y Ramos 2000, Polanco 2003, Melnick *et al.* 2006, Sruoga y Consoli 2011a).

3. ANÁLISIS DE LOS DEPÓSITOS POST-GLACIARES

A continuación se lleva a cabo el análisis de las unidades y productos post-glaciares del flanco oriental del volcán Copahue, discriminándolos a partir de los fenómenos formadores, y haciendo hincapié en aquellos que posean una importancia mayor en la asignación del riesgo volcánico en la región.

3.1 Coladas de lavas

El magma no fragmentado, denominado lava, tiende a fluir como flujos de lava o coladas. El desarrollo areal de los mismos depende principalmente de la tasa de efusión de la lava, de las propiedades físicas de la misma, como la densidad y la viscosidad, dadas por su composición, y de la topografía del terreno por el que fluye (Kilburn 2000, entre otros). Teniendo en cuenta estos factores, pueden desplazarse con velocidades de avance que varían considerablemente desde unos pocos metros, como ocurre con las lavas riolíticas, hasta incluso varios kilómetros por hora, en el caso de flujos basálticos que se desplazan en altas pendientes (Tilling 1989).

Los flujos de lava alcanzan velocidades relativamente bajas respecto a otros fenómenos volcánicos, como los explosivos que están asociados a la fragmentación del magma (por ejemplo, flujos piroclásticos, ver abajo), y su recorrido puede ser estimado conociendo el centro

de emisión, por lo que generalmente no representa un riesgo de muerte inmediata, a corto plazo, para la población cercana. Sin embargo, salvo en casos aislados, la posibilidad de modificar el curso de los mismos es muy baja, por lo que toda infraestructura que se encuentre sobre el posible trayecto de un flujo de lava corre un riesgo muy alto de ser destruida. Además, asociado a este fenómeno pueden producirse incendios, lahares e inundaciones que afectan áreas mucho mayores de las esperadas.

Como ya fue mencionado, el volcán Copahue presenta una serie de flujos lávicos post-glaciares (Fig. 9a), sin embargo este fenómeno no ha sido observado en erupciones históricas. Los mismos presentan similitudes significativas, ya que todos se tratan de flujos andesíticos-basálticos de tipo aa y en bloque, emitidos a partir de fisuras en los flancos del edificio volcánico (Delpino y Bermudez 1994, Polanco 2003, Melnick *et al.* 2006). Solo el flujo más extenso, que alcanza unos 18-20 km de largo sobre el valle del río Lomín, podría haber surgido de un cráter inactivo (actualmente) ubicado al suroeste del actual cráter activo (Melnick *et al.* 2006).

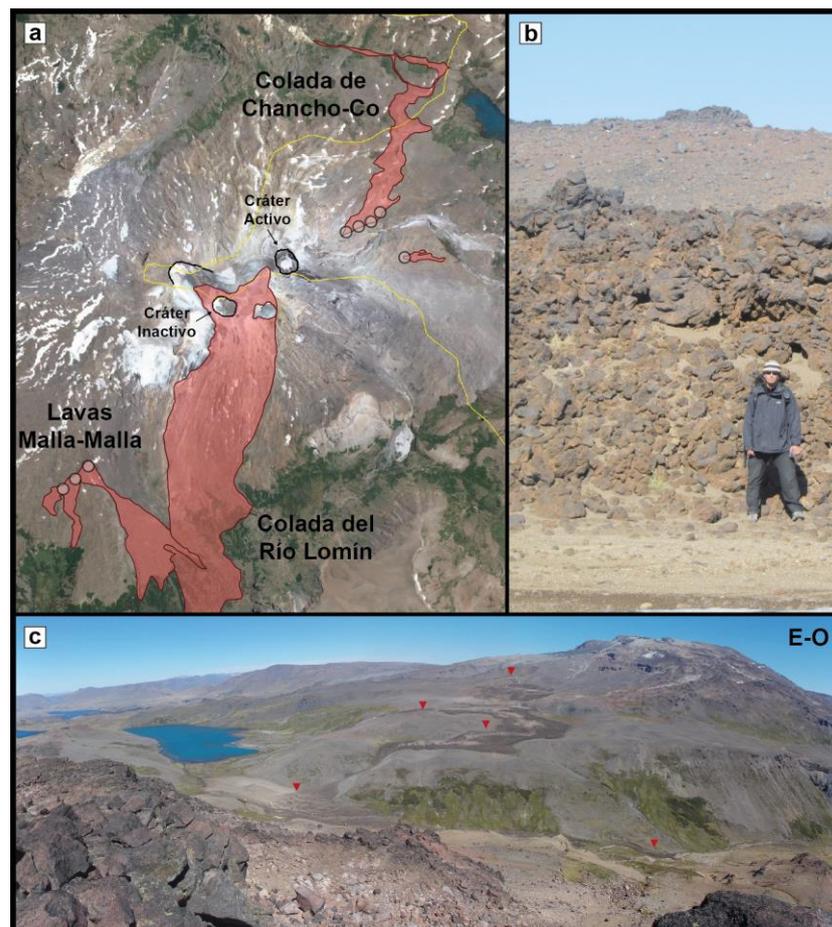


Figura 9: a) Flujos lávicos post-glaciares del volcán Copahue. b) Características de campo de la Colada de Chancho-Co. c) Imagen panorámica de la Colada de Chancho-Co tomada desde el Cerro homónimo.

Debido a la importancia que adquiere conocer las características composicionales de una lava para estimar la magnitud del desplazamiento de posibles flujos futuros, se caracterizó un corte delgado correspondiente a una muestra perteneciente a la colada más extensa ubicada en territorio argentino, la cual fue emitida de una fisura del flanco oriental y recorre unos 5 km hacia el norte encausándose en el valle del arroyo Chanco-Co (Fig. 9a, b y c).

Se trata de una roca hipocristalina que presenta una textura porfírica a glomeroporfírica con fenocristales de plagioclasas, clinopiroxenos, olivinos y escaso ortopiroxeno, en una pasta afanítica. A escala microscópica la pasta presenta una textura hialopilitica compuesta por vidrio y microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino (Fig. 10a). Los fenocristales de plagioclasas son los más abundantes (80%) y los de mayor tamaño, alcanzado incluso los 3 mm. Presentan formas euhedrales, maclas polisintéticas, y una marcada zonación (Fig. 10b). En algunos casos se observan inclusiones de microlitos máficos dentro de las mismas (Fig. 10c). Los clinopiroxenos (15%) son de un tamaño menor, con formas euhedrales a subhedrales y maclas simples (carlsbad) y polisintéticas (Fig. 10d). El olivino (4%) muestra formas euhedrales y es el mafito de menor tamaño (<500µm). Los ortopiroxenos son escasos (1%) y muestran coronas de clinopiroxeno e inclusiones de olivinos (Fig. 10e). Un rasgo distintivo son los abundantes glomérulos de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino, y de clinopiroxeno y olivino (Fig. 10f).

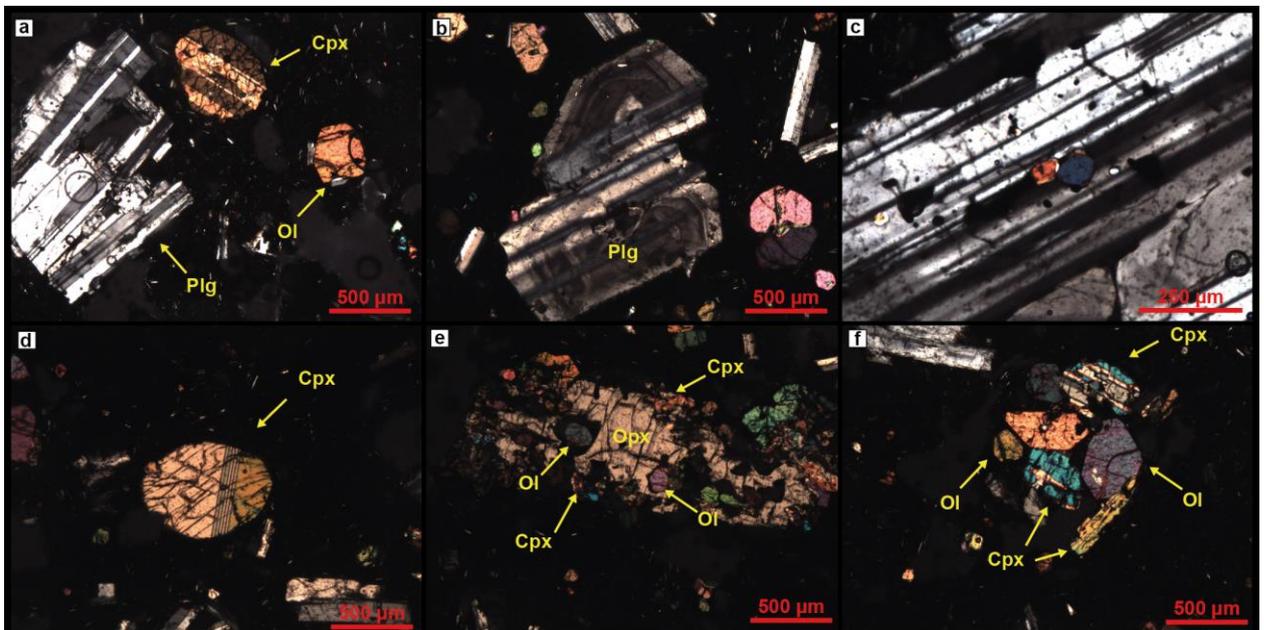


Figura 10: Fotomicrografías de la muestra de la colada de Chanco-Co. a) Textura hialopilitica con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino. b) Fenocristales de plagioclasa con zonación composicional. c) Inclusión de máficos en fenocristales de plagioclasas. d) Clinopiroxeno euهدral con maclas polisintéticas. e) Ortopiroxeno con corona de clinopiroxeno. f) Glomérulo de clinopiroxenos y olivinos.

3.2 Depósitos de flujos piroclásticos

Las corrientes de densidad piroclásticas son mezclas no homogéneas de partículas volcánicas y gases que fluyen en función de su densidad relativa al medio circundante (generalmente la atmosfera) y por la fuerza de la gravedad de la tierra (Branney y Kokelaar 2002). Estos pueden originarse por el colapso de la parte inferior de una columna eruptiva, por erupciones dirigidas lateralmente (*blast*), a partir de avalanchas calientes generadas por colapsos de domos lávicos, o a partir de explosiones hidromagmáticas. Se reconocen dos miembros finales de corrientes de densidad piroclástica, las diluidas, denominadas oleadas o “*surges*” piroclásticos, y las concentradas, denominadas flujos piroclásticos densos (Wilson y Houghton 2000). Estas representan uno de los fenómenos volcánicos más peligrosos debido a sus elevadas temperaturas, de entre 100° y 800°, sus altas velocidades de desplazamiento, que alcanzan en algunos casos más de 100 km/h, y su enorme alcance, que puede llegar incluso a distancias mayores a 100 Km (Tilling 1989).

Como ya fue mencionado, durante la evolución del volcán Copahue fue recurrente la generación de corrientes piroclásticas, generalmente representadas por oleadas piroclásticas que se encausaron en las nacientes del río Agrio sin tener un gran alcance. Pequeñas oleadas piroclásticas basales cercanas al cráter también fueron registradas en erupciones históricas (Delpino y Bermudez 2002, Naranjo y Polanco 2004, Caselli *et al.* 2014a, Caselli *et al.* 2015a, Fig. 11). Sin embargo, existe un depósito descrito por Polanco (2003) como producto de un flujo piroclástico denso de 8770 ± 70 AP (Holoceno) que habría alcanzado unos 12 km hacia el este, depositándose dentro de la caldera del Agrio, y cuyo posible origen será analizado en el presente apartado. Dicho autor lo incluyó dentro de una unidad denominada Depósitos Piroclásticos Copahue, junto con otros cinco depósitos descritos por el mismo como *flujos piroclásticos cineríticos* menores a 2 m de espesor, matriz soportados, y con intercalaciones de depósitos de caída. Este merece una revisión detallada ya que una interpretación equivocada del mismo podría generar importantes controversias a la hora de asignar el riesgo en la zona y llevar a cabo los planes de contingencia ante inminentes erupciones.

Para el estudio de dicho depósito se realizó un análisis en el sector datado por Polanco (2003), ubicado al norte del lago Caviahue (Fig. 12a y b). Allí se realizó un perfil (Fig. 12c) a partir del cual se tomaron muestras representativas para su posterior análisis en el gabinete y en el laboratorio. En función de la correlación de éste con el perfil presentado por Polanco (2003), se detectaron los bancos correspondientes a los depósitos descritos como flujos piroclásticos, denominados AC5 y AC9. De abajo hacia arriba la sección comienza con conglomerados clasto sostén de origen fluvial seguidos por depósitos lacustres, por encima de los cuales se ubica el

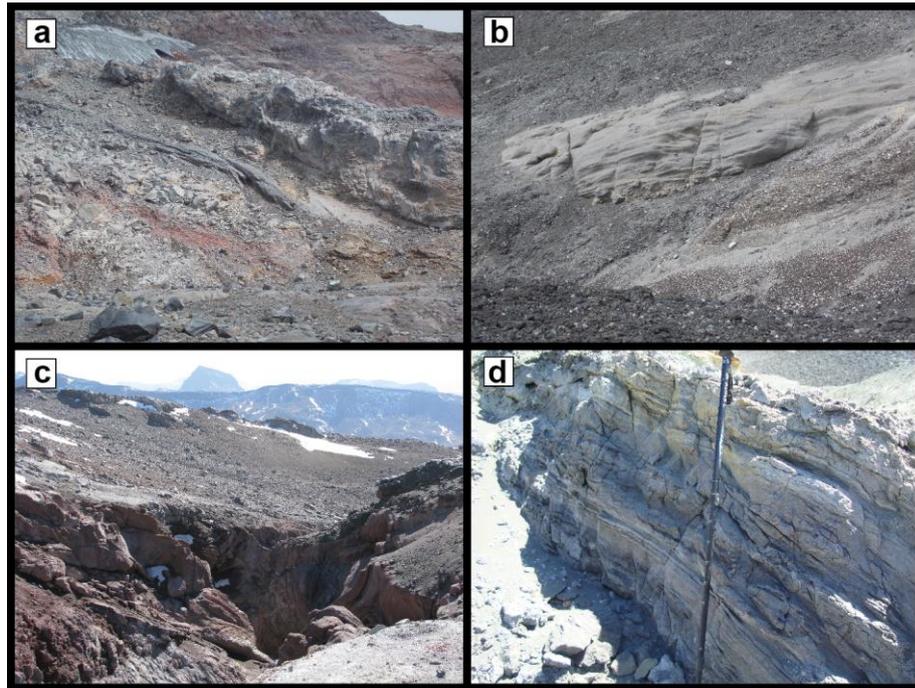


Figura 11: Depósitos de oleadas piroclásticas holocenas ubicadas en el flanco este.

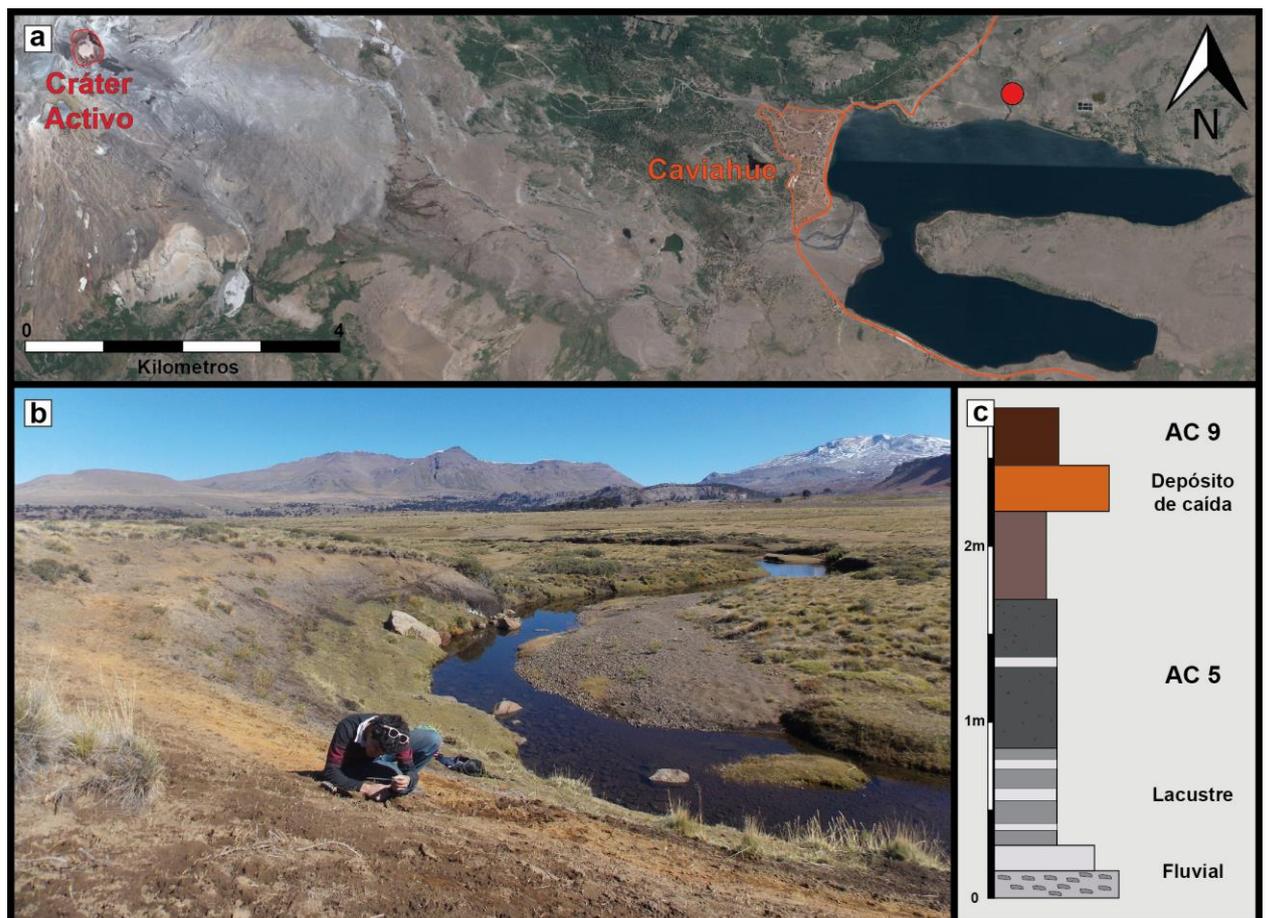


Figura 12: a) Ubicación del área analizada (círculo rojo). b) Fotografía del área analizada. Al fondo (nevado) puede observarse el volcán Copahue. c) Perfil levantado en el área de estudio. Los bancos AC5 y AC9 corresponden a los depósitos analizados.

primer depósito de interés (AC5). Continúan depósitos fluvio/lacustres seguidos por un banco de caída de tefra de unos 25 cm, coronando la sección con el segundo depósito de interés (AC9). Ambos bancos analizados se presentan como depósitos sin consolidar que muestran un aspecto masivo sin evidencias de estructuras de flujo. Los mismos se componen en un porcentaje muy alto de material fino, que tiende a aglutinarse formando agregados de mayor tamaño, por lo que su análisis granulométrico detallado no fue llevado a cabo por medio del tamizado. Debido a esto se decidió realizarlo por medio de un analizador de tamaño de partículas por difracción laser, cuyos resultados están en proceso y serán presentados en contribuciones futuras.

La muestra AC5, estratigráficamente inferior, se compone en gran medida por el material fino de color grisáceo, junto a algunos fragmentos de color blanco aislados, y otros líticos (Fig. 13a). Los fragmentos grisáceos corresponden en gran parte a material vítreo de composición ácida, con porcentajes de SiO₂ que varían entre 66-72%, junto con argilominerales de tamaño muy fino y cristales de plagioclasas (Fig. 13b y c). Los fragmentos blancos están conformados por fragmentos vítreos, aparentemente de mayor tamaño, con un fuerte grado de alteración (Fig. 13d). Intercalado en este depósito de manera transicional se encuentra un banco de color blanco, menor a 5 cm, compuesto mayoritariamente por fragmentos vítreos muy alterados, similares a los anteriores.

La muestra AC9, en la parte superior del perfil, se compone principalmente por agregados de material fino de color castaño, con menor proporción de fragmentos vítreos, cristales de plagioclasas y piroxenos, fragmentos blancos de apariencia similar a los observados en AC5, y otros líticos (Fig. 13e). El material fino que compone los agregados corresponde principalmente a argilominerales ricos en Fe probablemente producto de la alteración del material vítreo (Fig. 13f). Las trizas vítreas macroscópicas son de color negro y poseen tamaños menores a 1 mm (Fig. 13g) y composiciones intermedias a ácidas (64-65% SiO₂). Los fragmentos blancos están compuestos por fragmentos vítreos completamente alterados a esmectitas y óxidos de Fe-Ti (Fig. 13h e i).

Además del estudio composicional, se llevaron a cabo análisis adicionales para una mejor caracterización de los depósitos. En primer lugar, se les realizó la determinación del contenido de materia orgánica por medio del método de calcinación. Los resultados del mismo arrojaron que la muestra AC5 posee un 8,20% de materia orgánica, mientras que la AC9 un 11,65 %, valores medios y altos respectivamente, para ambientes volcánicos. A su vez, se observó el material de ambas muestras bajo microscopio petrográfico por medio del método de grano suelto, donde se logró constatar la presencia de diatomeas (*Bacillariophyceae*), microalgas comunes de ambientes subacuos (Fig. 14).

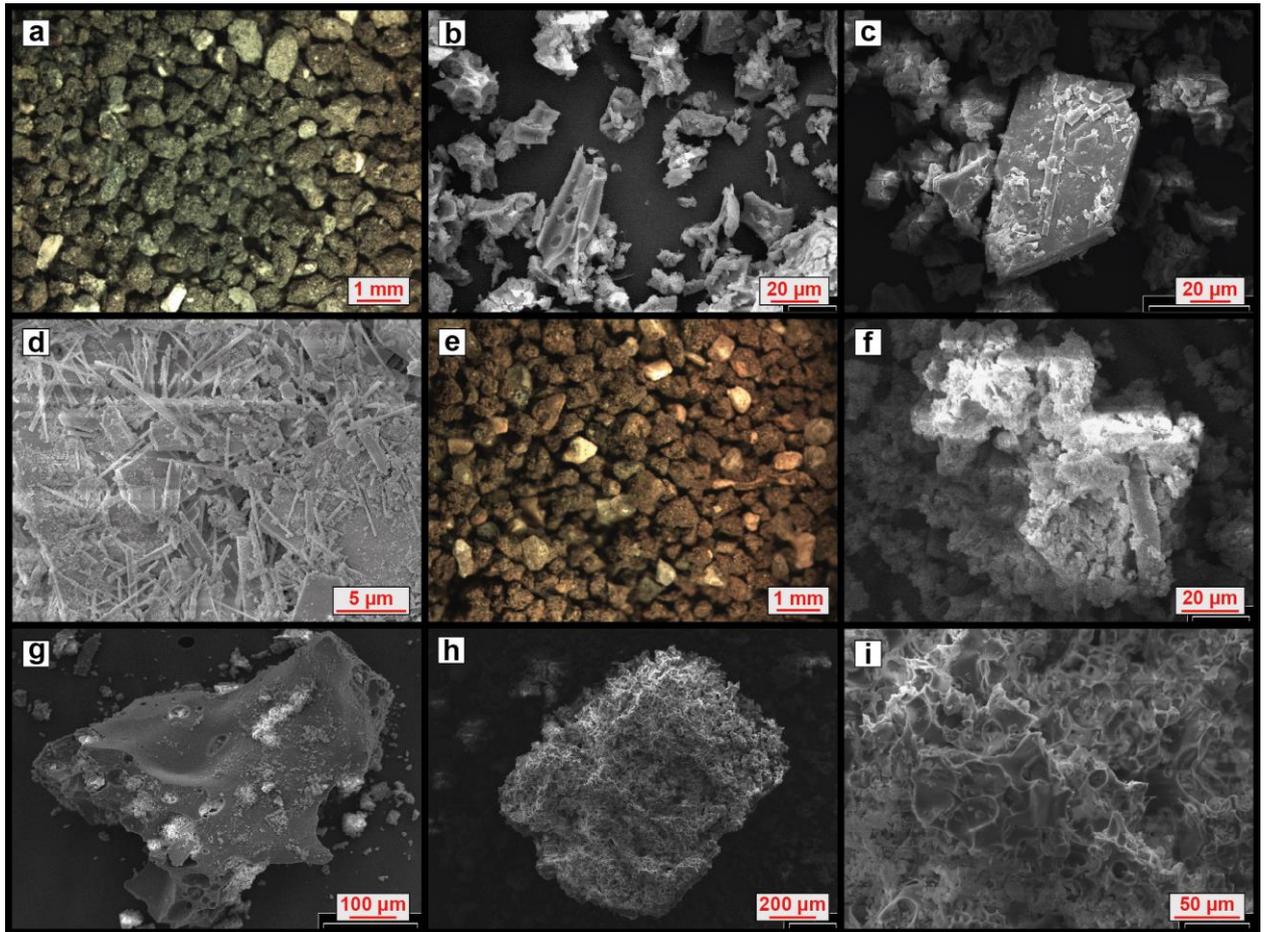


Figura 13: a) Fotografía de la muestra AC5 en fracción de 1Φ . b) y c) Imágenes de SEM de la muestra AC5 donde se pueden apreciar fragmentos vítreos y cristales, junto a un material muy fino correspondiente a argilominerales. d) Imagen de SEM de los fragmentos blancos que componen la muestra AC5. e) Fotografía de la muestra AC9 en fracción de 1Φ . f) y g) Imágenes de SEM de la muestra AC9, correspondientes al material fino (argilominerales) y a las trizas vítreas, respectivamente. h) e i) Imagen SEM de los fragmentos blancos presentes en la muestra AC9.

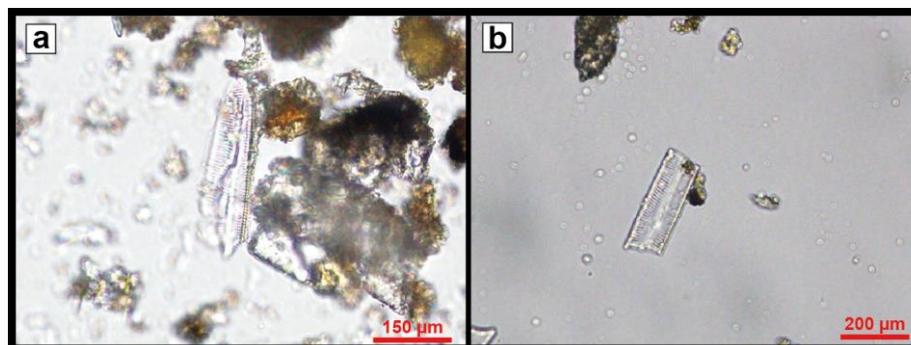


Figura 14: a) y b) Fotomicrografías de las muestras (AC5 y AC9 respectivamente) en grano suelto donde se observa la presencia de diatomeas.

La predominancia de material fino y el aspecto actual del depósito, junto con el alto contenido de materia orgánica y la presencia de organismos subacuos, sumados a la ubicación espacial y estratigráfica del depósito, lleva a proponer para el mismo un posible origen sedimentario de ambiente lacustre con importante aporte de material volcanoclástico por retrabajo de depósitos de caída. En este sentido, es muy probable que durante el fin de la última glaciación, el lago Caviahue allá tenido una extensión mayor a la actual a causa del deshielo masivo. Esto puede verse evidenciado en los terrenos relativamente llanos ubicados al oeste del lago actual, donde se encuentra establecida la localidad de Caviahue, los cuales estarían conformados por depósitos lacustres como indica el mapa geológico presentado por Melnick *et al.* (2006). Estas mismas características se observan en un área ubicada al norte del lago con alturas similares, y donde se encuentra la zona de muestreo. En la Figura 15 podemos observar las cotas de 2, 5 y 10 m por encima del nivel de base del lago actual, donde se evidencian las zonas que se inundarían ante un ascenso del mismo.



Figura 15: Zonas inundables ante un ascenso del nivel de base de 2, 5 y 10 m del lago Caviahue. El círculo blanco indica el punto de muestreo.

3.3 Depósitos laháricos

Los lahares son flujos densos formados por la mezcla de fragmentos de rocas de diversos tamaños movilizados por agua, y que se originan en las pendientes de los volcanes (Crandell 1971). El material transportado puede provenir tanto de la tefra producida por la misma erupción que lo desencadena, como del derrubio suelto en la ladera del volcán. Para que estos se generen deben existir cuatro requisitos: (1) una fuente de agua importante, (2) material inconsolidado, generalmente depósitos de flujos o de caída piroclástica, (3) pendientes pronunciadas, y (4) un mecanismo que dispare el fenómeno (Vallance 2000). En general, este último requisito es aportado durante una erupción, donde el material expulsado tiene una temperatura tal que genera el derretimiento de un gran volumen de hielo y nieve existente en la cima del volcán, aportando el agua y desencadenando el lahar (lahar primario). Además, durante las erupciones puede producirse el descargo repentino de una laguna cratérica, aportando instantáneamente un gran volumen de agua. En otros casos, el lahar puede desencadenarse luego de la erupción, o sin relación alguna con un evento eruptivo, por ejemplo a raíz del aporte de grandes lluvias (lahar secundario). Estos flujos son controlados por la topografía y suelen encausarse en las redes de drenaje alcanzando grandes distancias, del orden de decenas de kilómetros, con velocidades promedio de 50 km/h (Tilling 1989). Debido a esto, puede reconocerse los posibles caminos que podría recorrer un lahar, sin embargo este puede llegar a superar barreras topográficas importantes, y representa uno de los mayores peligros volcánicos por su velocidad y energía.

El volcán Copahue cuenta con glaciares permanentes en su cima, una importante cobertura de nieve en época invernal, y una laguna cratérica, lo cual lo hace muy propenso a la generación de lahares. Esto se evidencia en el tramo superior del río Agrio, donde se observan depósitos laháricos post-glaciares e históricos (Delpino y Bermudez 1994). Como ya fue mencionado, durante las erupciones de los años 1992 y 2000 se produjeron lahares, lo cual desencadenó crecidas aguas abajo, mientras que durante la erupción de diciembre del 2012 no se produjo este fenómeno debido principalmente a la falta de cobertura nival en esa época del año. Por lo tanto, la generación de lahares es un peligro volcánico relativamente normal en el volcán Copahue, y su velocidad, energía, y alcance lo hacen altamente riesgoso. Sin embargo, para poder lograr una correcta percepción del peligro es necesario caracterizar correctamente los depósitos previos y diferenciarlos de aquellos producidos por otro tipo de procesos geológicos.

Con dicho fin, en el presente apartado se describirá un depósito ubicado en las nacientes del río Agrio superior que genera controversias respecto a su origen. El depósito actualmente alcanza unos 4,5-5 km de longitud con espesores máximos de hasta 60 cm, una distintiva

coloración blanzuca a gris clara, y un aspecto masivo (Fig. 16a, b y c). El mismo fue descrito originalmente por Delpino y Bermudez (1993) como producto del lahar generado el día 2 de agosto de 1992, composicionalmente similar al material expulsado durante dicha erupción. Este habría alcanzado unos 4 km de longitud, en primera instancia recorriendo el cauce del río Agrio,

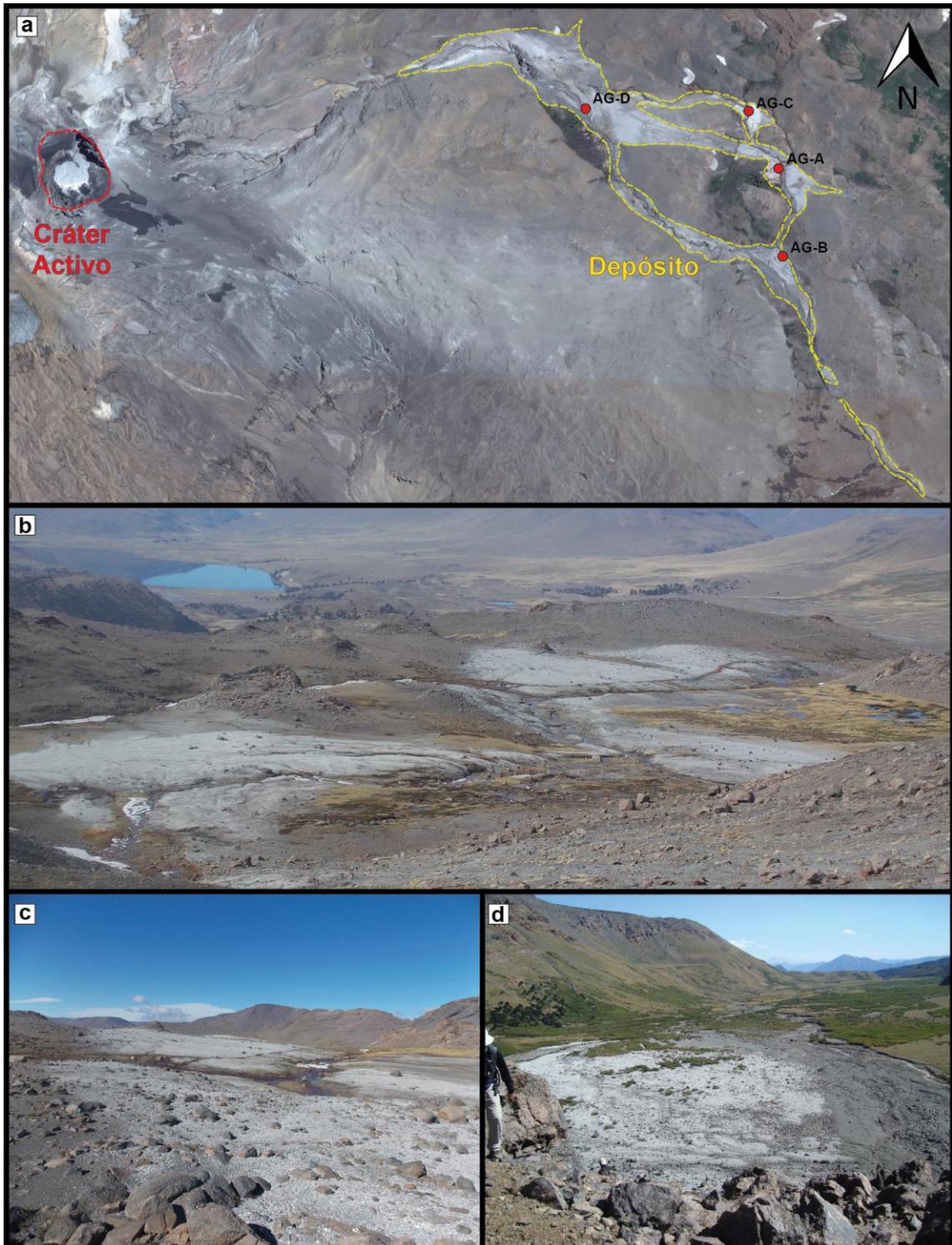


Figura 16: a) Imagen satelital donde se aprecia el depósito del río Agrio superior analizado, y los puntos donde se realizaron los perfiles (círculos rojos) b) y c) Fotografías del depósito en cuestión. d) Fotografía del depósito análogo ubicado en las nacientes del río Lomín.

para luego desviarse hacia un afluente del mismo. Según dichos autores, un lahar composicionalmente similar habría avanzado 3,5 km hacia las nacientes del río Lomín (Fig. 16d). Recientemente, Petrinovic *et al.* (2014a) reinterpretaron este depósito como producto de una Corriente de Densidad Piroclástica generada por el colapso inmediato de una columna eruptiva de poca altura. Dichos autores obtuvieron a través de la datación ^{14}C de arbustos que habrían sido carbonizados por el paso del flujo, dos edades posibles, 1963-64 y 1976. Sin embargo, teniendo en cuenta el registro eruptivo conocido del volcán Copahue, lo asignaron a la erupción del año 1961.

Para una correcta interpretación de los procesos formadores se debe tener en cuenta que el depósito observado actualmente posiblemente se encuentre retrabajado por los ciclos anuales de acumulación de nieve y deshielo, a lo que se suma el hecho de que al producirse las erupciones en invierno, el material probablemente se depositó sobre un manto de nieve, sufriendo una re-depositación al momento del deshielo de la misma.

Para el estudio de este depósito se llevaron a cabo cuatro perfiles en distintas zonas del mismo (Perfiles AG-A, AG-B, AG-C y AG-D) con la correspondiente toma de muestras para su posterior análisis (Fig. 16a, 17). Cada una de las muestras fue descripta y caracterizada analizada granulométrica y composicionalmente (Fig. 18 y 19).

El depósito, de aspecto masivo, se caracteriza principalmente por una selección pobre con granulometrías que van desde ceniza fina a lapilli fina sin variaciones significativas en los porcentajes de cada fracción (platicúrtica), pero generalmente con una preponderancia de ceniza fina y muy fina, lo que genera asimetrías negativas en la distribución de frecuencias. Algunos bancos de pocos centímetros, generalmente ubicados hacia la base, presentan un mayor contenido de ceniza extremadamente fina, lo que se ve representado en una buena selección, una asimetría muy negativa, y una distribución leptocúrtica.

Desde el punto de vista composicional se caracteriza por la presencia de partículas de azufre piroclástico (20-35%) y fragmentos líticos de color blanco (20-40%), acompañados de fragmentos vítreos (15-25%), otros líticos de origen volcánico (10-20%) y cristales (< 5%).

El azufre piroclástico (Fig. 19a), uno de los componentes más abundantes, presenta una coloración gris verdosa con formas esféricas o globulares huecas, semejantes a material semi-fundido. Además se observan porcentajes muy bajos (< 2%) de azufre elemental de un característico color amarillo (Fig. 19b). Los líticos de color blanco (Fig. 19c y d) poseen un aspecto arcilloso y formas sub-redondeadas a redondeadas. Estos representan los componentes principales de las granulometrías más finas, formando un polvo que cubre el resto de las partículas, y en facies de ceniza extremadamente fina su porcentaje asciende considerablemente.

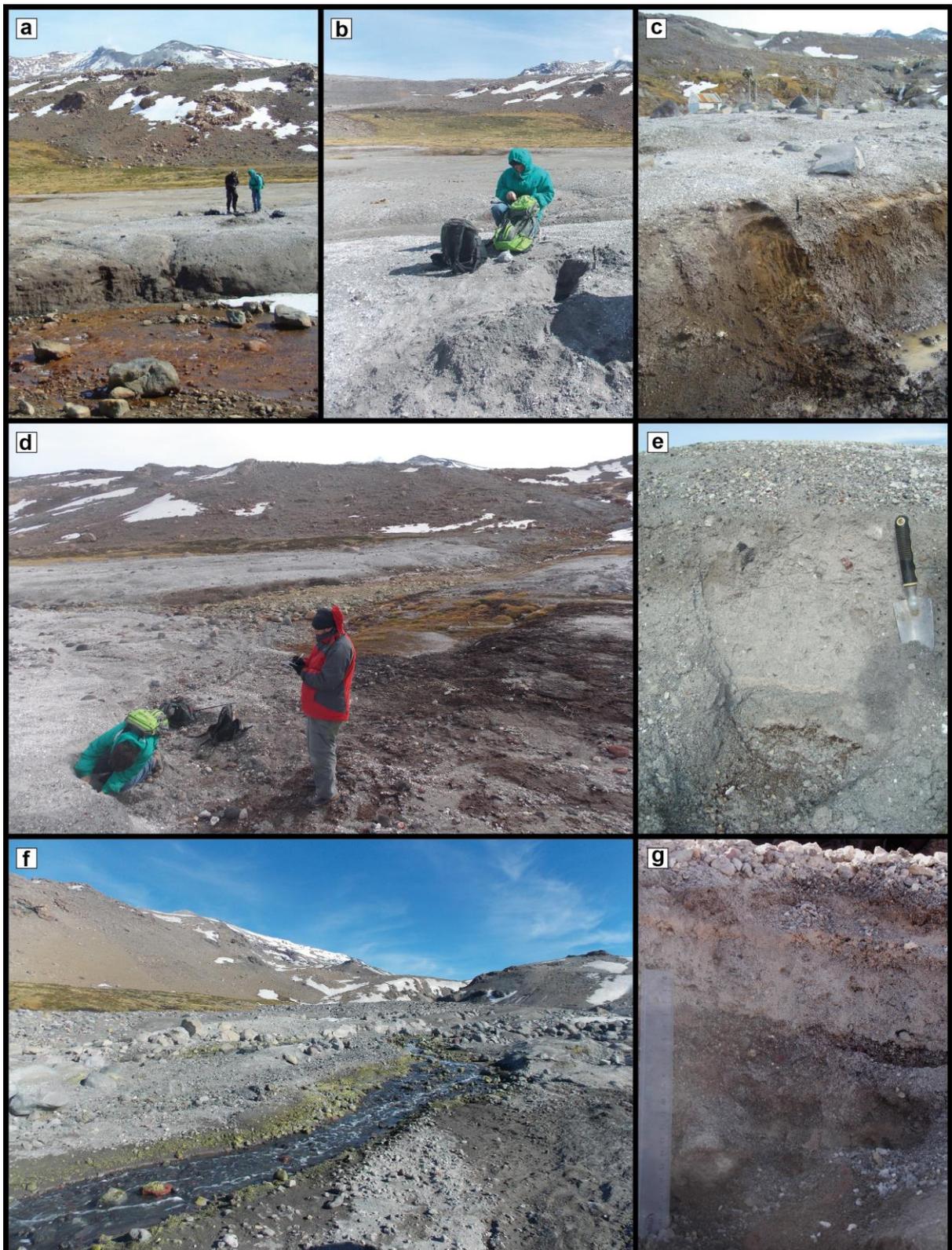


Figura 17: a) y b) Área de levantamiento del perfil AG-A. c) Perfil AG-B. d) Área de levantamiento del perfil AG-C. e) Perfil AG-C. f) Área de levantamiento del perfil AG-D. g) Perfil AG-D.

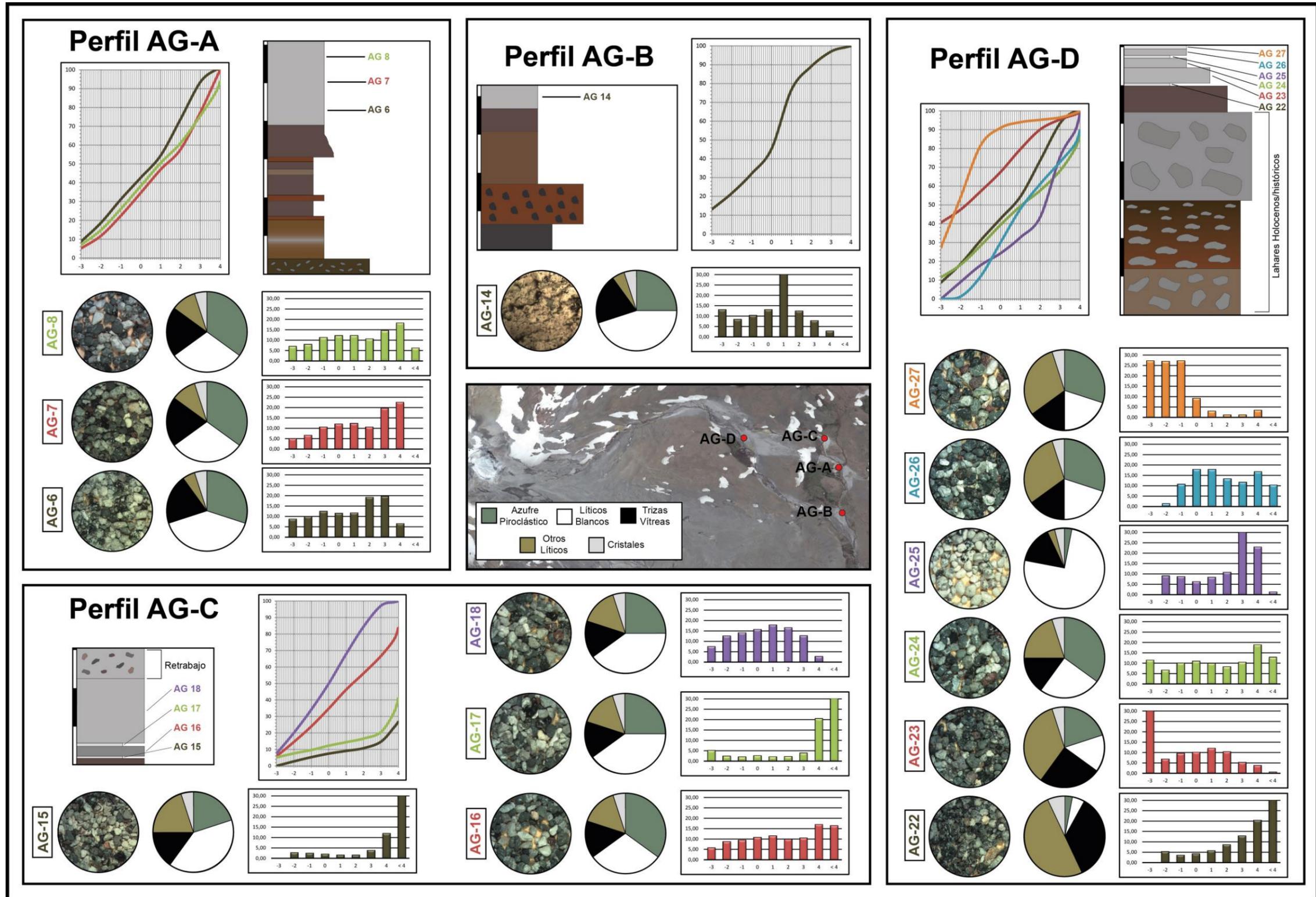


Figura 18: Caracterización granulométrica y composicional del depósito volcanoclástico del Agrio Superior. Se encuentran dividido por perfiles, y para cada muestra se presenta una fotografía, un gráfico de torta de los componentes (referencias en el centro de la imagen), un histograma de frecuencia y una curva acumulativa.

Los análisis de EDS y difracción de rayos X realizados sobre los mismos concluyeron que se componen prácticamente en su totalidad por variedades cristalinas de SiO_2 (Tridimita + Cristobalita + Cuarzo), con pequeños porcentajes de azufre. Los fragmentos juveniles vítreos pueden dividirse en blocosos (Fig. 19e) y pumíceos (Fig. 19f). Los primeros presentan una coloración negra, con una vesicularidad baja a moderada, y vesículas rellenas en parte por el material que conforma los líticos blancos. Los pumíceos son de color castaño oscuro a negro y presentan una vesicularidad moderada con vesículas alargadas dando una textura fluidal. El resto de los líticos son de origen volcánico y se encuentran mayormente alterados (Fig. 19g), mientras que los cristales encontrados corresponden principalmente a plagioclasas (Fig. 19h) y piroxenos (Fig. 19i).

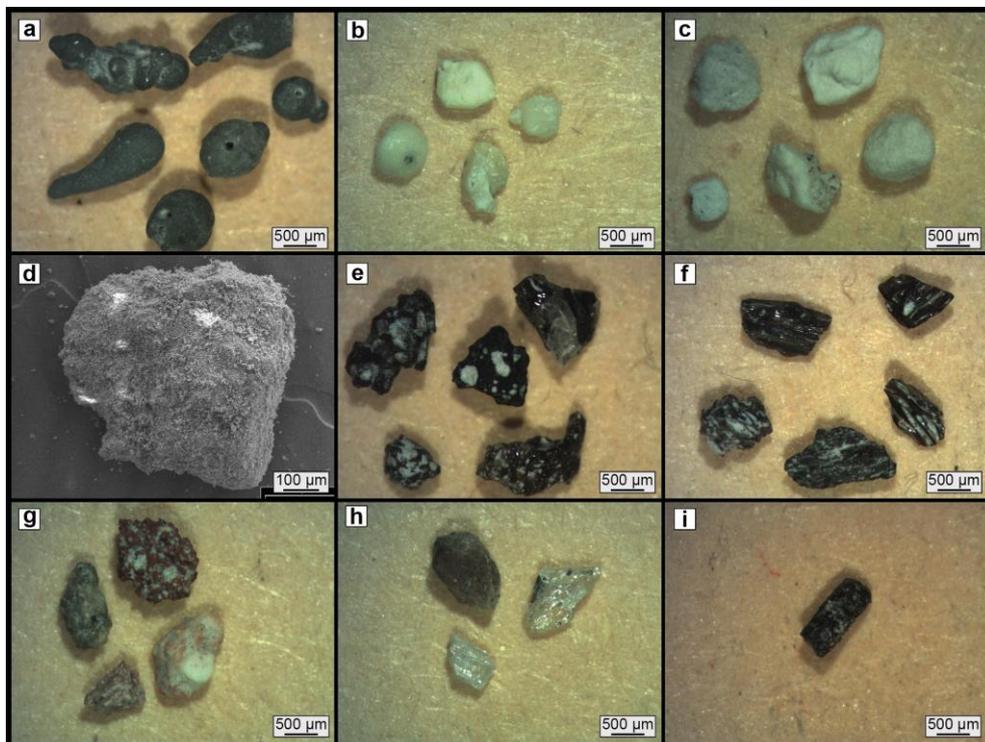


Figura 19: Componentes del depósito volcánico del Agrio Superior. a) Azufre piroclástico. b) Azufre elemental. c) y d) Líticos de color blanco, fotografía bajo lupa y SEM, respectivamente. e) y f) Fragmentos vítreos blocosos y pumíceos, respectivamente. g) Líticos volcánicos alterados. h) e i) Cristales de plagioclasas y piroxenos, respectivamente.

Sobre la superficie del depósito en cuestión se observa una cubierta de fragmentos líticos de tamaños mayores a los presentes dentro del mismo, que van desde unos 1-2 cm hasta 20 cm. Gran parte de ellos corresponden a fragmentos de un material arcilloso de color blanco a gris claro con alta vesicularidad conformado por sílice amorfo (Fig. 20a y b), con crecimiento de cristales microscópicos de yeso en su superficie (Fig. 20c). Otros fragmentos similares a estos,

pero macroscópicamente masivos (Fig. 20d), también se conforman casi en su totalidad de sílice, pero de variedades cristalinas (tridimita, cristobalita y cuarzo), y azufre nativo (Fig. 20e y f). Un tercer tipo de fragmento presenta una coloración gris clara a rosa, y una vesicularidad moderada (Fig. 20g y h). Estos probablemente correspondan a fragmentos volcánicos de pasta vítrea altamente alterados. Las vesículas se encuentran rellenas por azufre y sílice amorfa (Fig. 20i). Estos materiales, al igual que el azufre y los líticos blancos dentro del depósito anteriormente descrito, parecen ser producto de la actividad generada en el sistema magmático-hidrotermal.

Respecto a la controversia en la edad del depósito, también se llevó a cabo una comparación entre una foto aérea del año 1962 y una imagen satelital del año 2014 (Fig. 21a y b). A partir de la misma se puede comprobar con claridad como en la foto más antigua no se observa la presencia del depósito en cuestión, mientras que en la imagen satelital se distingue claramente. Lo mismo se puede apreciar en las nacientes del río Lomín, en territorio chileno (Fig. 21c y d). Por lo tanto, de la comparación visual de ambas imágenes se concluye que el depósito es más joven que el año 1962.

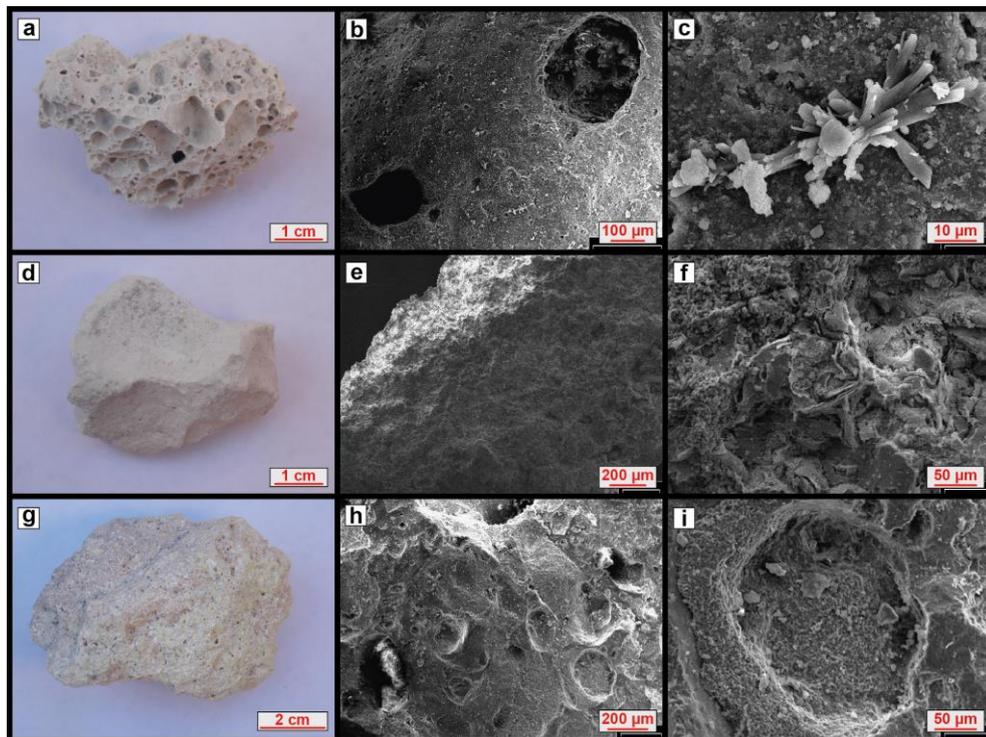


Figura 20: Fotografías e imágenes SEM de los fragmentos líticos silíceos que recubren el depósito analizado. a), b) y c) Fragmentos con alta vesicularidad: Fotografía general, SEM general y SEM detalle de cristales de yeso, respectivamente. d), e) y f) Fragmentos masivos: Fotografía general, SEM general, SEM detalle de parches de azufre, respectivamente. g), h) e i) Fragmentos volcánicos alterados: Fotografía general, SEM general, SEM detalle de vesícula rellena de azufre y sílice amorfa, respectivamente.

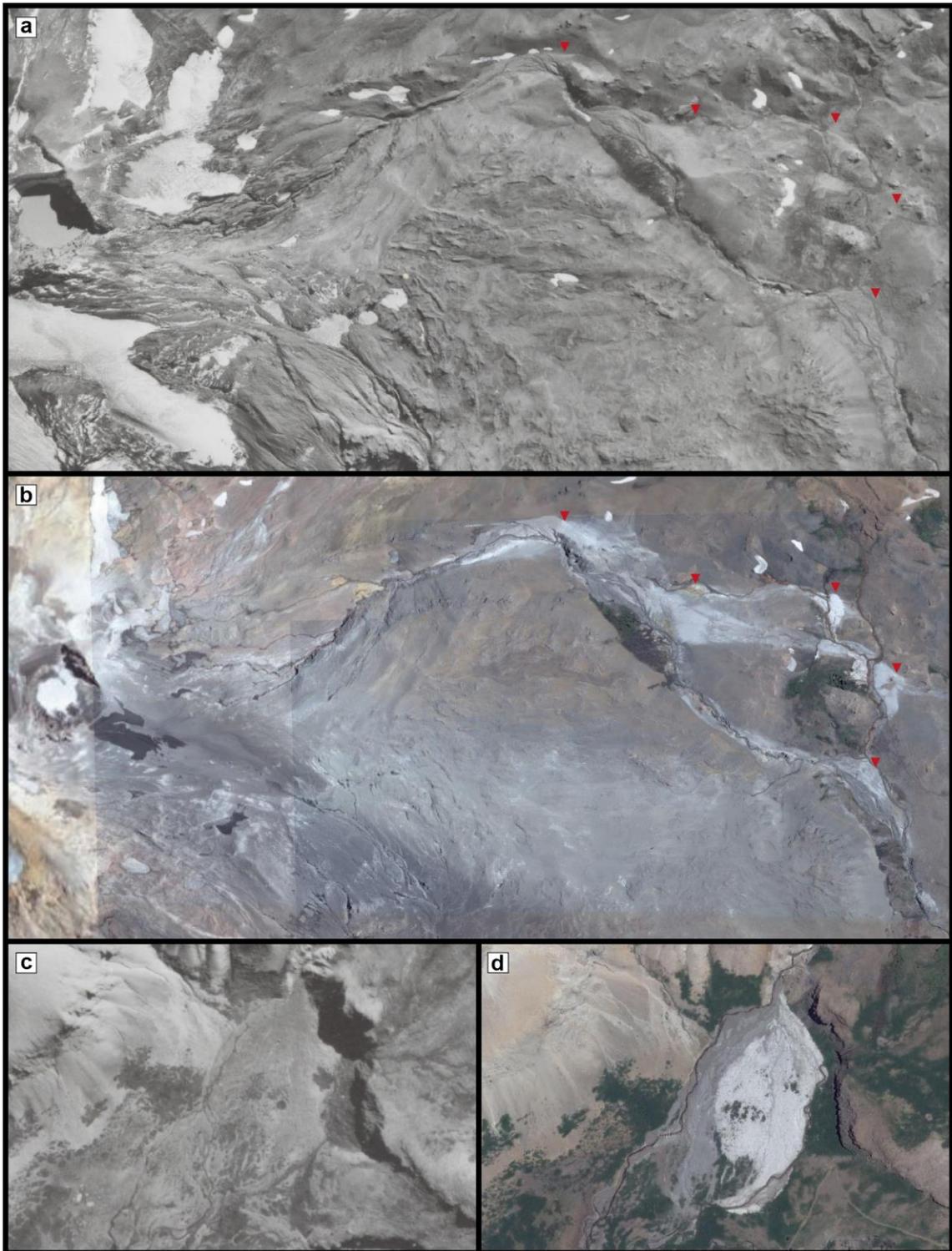


Figura 21: a) y b) Comparación del depósito en el río Agrio Superior a partir de una fotografía aérea del año 1962 (a) y una imagen satelital del año 2014 (b). c) y d) Comparación del depósito en las nacientes del río Lomín a partir de una fotografía aérea del año 1962 (c) y una imagen satelital del año 2014 (d).

En base a las características internas, la distribución, y los componentes del depósito, y a las evidencias cronológicas a partir de comparaciones visuales, se interpreta al mismo como producto del lahar del año 1992 originalmente descrito por Delpino y Bermudez (1993). En este contexto, el conjunto de fragmentos superficiales de mayor tamaño podrían corresponder a una

segregación granulométrica generada por la migración hacia arriba de las fracciones más gruesas debido al tamizaje cinético generado en estos procesos (Iverson 1997, 2005, Vallance 2000), o ser productos de lahares posteriores, como el generado en septiembre de 1995, del cual no se cuenta con una descripción detallada.

3.4 Depósitos de caída piroclástica

Durante las erupciones, los volcanes lanzan a la atmósfera un gran volumen de material sólido de tamaño variable, denominado en sentido amplio como tefra. Este es impulsado hacia arriba por los gases emitidos formando una columna eruptiva, la cual puede llegar a alcanzar varios miles de metros de altura. A determinada altura, este material comienza a ser dispersado horizontalmente por los vientos (pluma volcánica), en ocasiones varias decenas de kilómetros, hasta que el mismo decanta sobre la superficie terrestre. En el volcán Copahue, al igual que en la mayor parte de los volcanes, la caída de tefra a partir de la dispersión de la pluma volcánica es un fenómeno común y de gran alcance, y el que puede afectar con mayor facilidad a las localidades cercanas, como ya sucedió en las erupciones recientes (Fig. 22).

Debido a la recurrencia y al alcance de este fenómeno, y a los efectos negativos para la actividad humana y las economías regionales que puede llegar a generar (contaminación del aire y de cuerpos de agua, efectos nocivos en la salud, colapso de techos por acumulación, problemas para el tránsito vehicular y aéreo, daños en ganadería y agricultura, etc), es necesario conocer las características del material emitido y el área abarcada por su dispersión, para así poder localizar las zonas más riesgosas, además de lograr una mayor comprensión de los mecanismos eruptivos. Para ello, se llevó a cabo la caracterización del material de caída de las erupciones históricas de mayor magnitud, correspondiente a julio del 2000 y a diciembre del 2012.

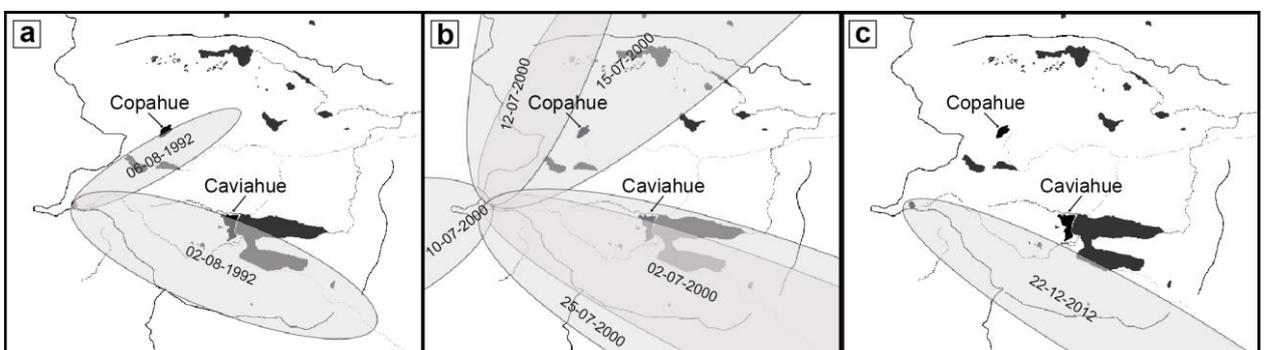


Figura 22: Dispersión de las plumas volcánicas de erupciones recientes del volcán Copahue. a) Erupción de 1992. b) Erupción del 2000. c) Erupción de Diciembre del 2012.

3.4.1 Material de caída de la erupción del año 2000: Para la caracterización de este material se contó con una muestra recolectada durante dicha erupción en la localidad de Caviahue, a 9,5 km del centro de emisión. Actualmente este material se encuentra prácticamente dispersado o sepultado por los productos de las erupciones posteriores, por lo que resulta imposible la toma de nuevas muestras. Debido a la pequeña cantidad de muestra, fue imposible la realización de un análisis granulométrico por tamizado, sin embargo, para muestras recolectadas en ocasión de aquella erupción por Delpino y Bermudez (2000) y Naranjo y Polanco (2004), se han obtenido resultados que arrojan entre un 83-95 % de ceniza muy gruesa a muy fina, entre un 5-18 % de ceniza extremadamente fina y un 0,6 % de lapilli.

El material de caída analizado, correspondiente a la erupción del año 2000, está compuesto por partículas pumíceas (40%), trizas vítreas (35%), líticos (20%) y cristales (5%) (Fig. 23a y b). Las partículas pumíceas de color castaño poseen una vesicularidad moderada a muy alta, con texturas que varían entre vesiculares y fluidales. Las vesiculares (Fig. 23c) muestran formas subredondeadas con vesículas esféricas, mientras que las fluidales (Fig. 23d) poseen distintivas formas alargadas con vesículas elongadas. Las trizas vítreas (Fig. 23e) poseen baja a moderada vesicularidad y un distintivo color negro a castaño oscuro y brillo vítreo. Las formas son irregulares, con superficies de fracturas concoidales y vesículas subesféricas rellenas de material fino blanco. En menor proporción se observan trizas similares pero con una marcada ausencia casi total de vesículas, asignándole un aspecto blocoso (“*blocky shards*”) (Fig. 23f). Los líticos (Fig. 23g) son accesorios, y la gran mayoría corresponde a fragmentos de material fino de color blanco a gris claro y morfologías irregulares a subredondeadas. Este material también aparece en fracciones muy finas, y relleno vesículas del material vítreo. Los mismos son similares a los fragmentos líticos de color blanco que forman parte del depósito ubicado sobre el río Agrio analizado en el apartado previo, por lo que probablemente estén compuesto por variedades de SiO₂. El resto de los líticos son de origen volcánico y presentan una marcada alteración hidrotermal. Por su parte, los cristales (Fig. 23h) corresponden principalmente a plagioclasas.

3.4.2 Material de caída de la erupción del año 2012: Para la caracterización de este material se contó con dos muestras, una de 163 g y una de 113g, recolectadas a 9 km y 53 km del centro de emisión respectivamente. El tamizado de las muestras permitió realizar la caracterización granulométrica de las mismas y calcular los parámetros estadísticos básicos. La muestra más cercana al centro de emisión se compone por un 24,99 % de lapilli, un 35,14 % de ceniza muy gruesa, un 25,91 % de ceniza gruesa, un 8,13 % de ceniza media, un 2,62 % de

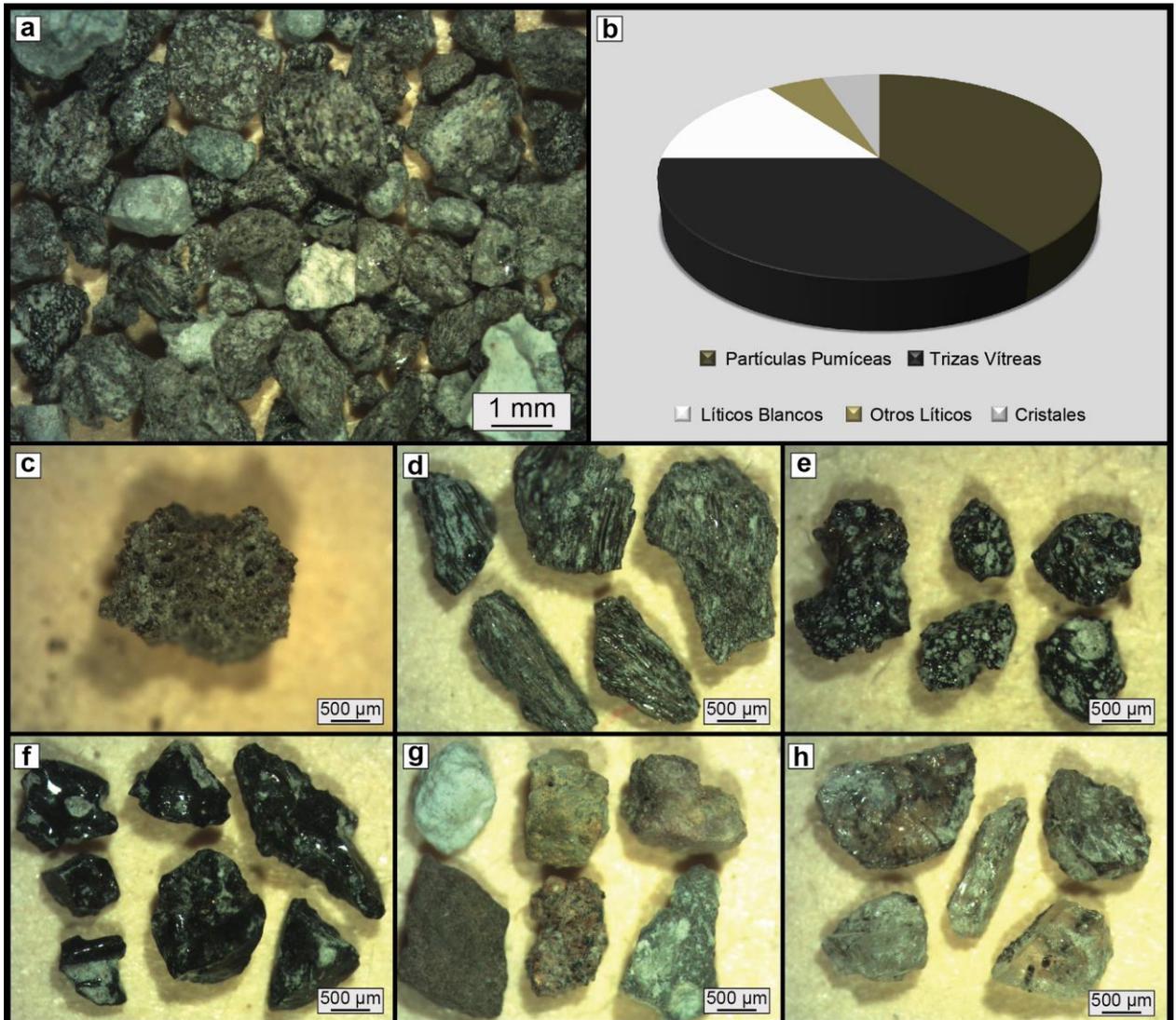


Figura 23: Componentes del material de caída de la erupción del año 2000. a) Fotografía de la muestra (fracción de 1Φ). b) Proporción de los distintos componentes. c) Partículas pumíceas vesiculares. d) Partículas pumíceas fluidales. e) Trizas vítreas de moderada vesicularidad. f) Trizas vítreas blocosas. g) Líticos accesorios. h) Cristales de plagioclasas.

ceniza fina, un 1,98 % de ceniza muy fina y un 1,23 % de ceniza extremadamente fina (Fig. 24a). Por su parte, la muestra más alejada se compone por un 0,12 % de lapilli fina, un 0,07 % de ceniza muy gruesa, un 12,73 % de ceniza gruesa, un 72,30 % de ceniza media, un 14,07 % de ceniza fina, un 0,58 % de ceniza muy fina y un 0,12 % de ceniza extremadamente fina (Fig. 24b). Como es esperable para un depósito de caída piroclástica, el material presenta una distribución simétrica con una buena a muy buena selección y curvas leptocúrticas. Los valores promedios (mediana, media y moda) también se encuentran entre los parámetros normales, observando un desplazamiento hacia los finos en la muestra tomada a mayor distancia del centro de emisión, debido a la ausencia casi total de la fracción lapilli y una preponderancia absoluta de ceniza media.

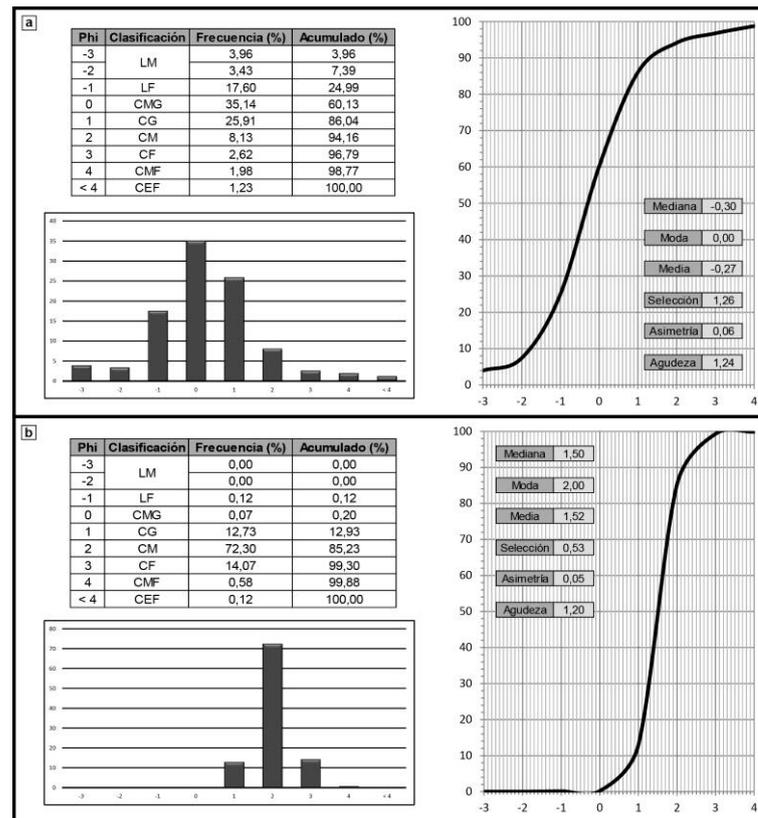


Figura 24: Caracterización granulométrica y parámetros estadísticos del material de caída de la erupción de diciembre del año 2012 (Histograma de frecuencia y curva acumulativa). a) Muestra recolectada a 9 km del centro de emisión. b) Muestra recolectada a 53 km del centro de emisión.

Luego se realizó el análisis composicional bajo lupa binocular de la muestra más cercana al centro de emisión. El material analizado está compuesto por partículas pumíceas (35%), trizas vítreas (25%), esférulas vítreas (3%), fragmentos escoriáceos (10%), azufre piroclástico (10%), líticos accesorios (12%) y cristales (5%) (Fig. 25a y b). Las partículas pumíceas son de color castaño y presentan una vesicularidad que varía de moderada a muy alta, con texturas vesiculares y fluidales. Las primeras (Fig. 25c) tienen formas irregulares a subredondeadas con vesículas esféricas a subesféricas de pequeño tamaño, mientras que las segundas (Fig. 25d) presentan formas irregulares alargadas con vesículas elongadas de mayor tamaño. Las trizas vítreas (Fig. 25e) son baja a moderada vesicularidad y presentan formas irregulares con un marcado color castaño oscuro a negro con brillo vítreo. La vesicularidad es moderada a baja, con vesículas irregulares de diversos tamaños que generalmente se encuentran rellenas por un material arcilloso de color blanco. Un pequeño porcentaje de las mismas presenta una ausencia total de vesículas y aristas bien marcadas, clasificándoles como de tipo blocoso (Fig. 25f). Las esférulas vítreas (Fig. 25g) son negras a castaño oscuro con superficies lisas y brillo vítreo. Se observan de diversos tamaños, llegando incluso a alcanzar diámetros superiores a 500 μ . Las mayores aparecen aisladas o con unas pocas más pequeñas adheridas a su superficie, mientras que las de

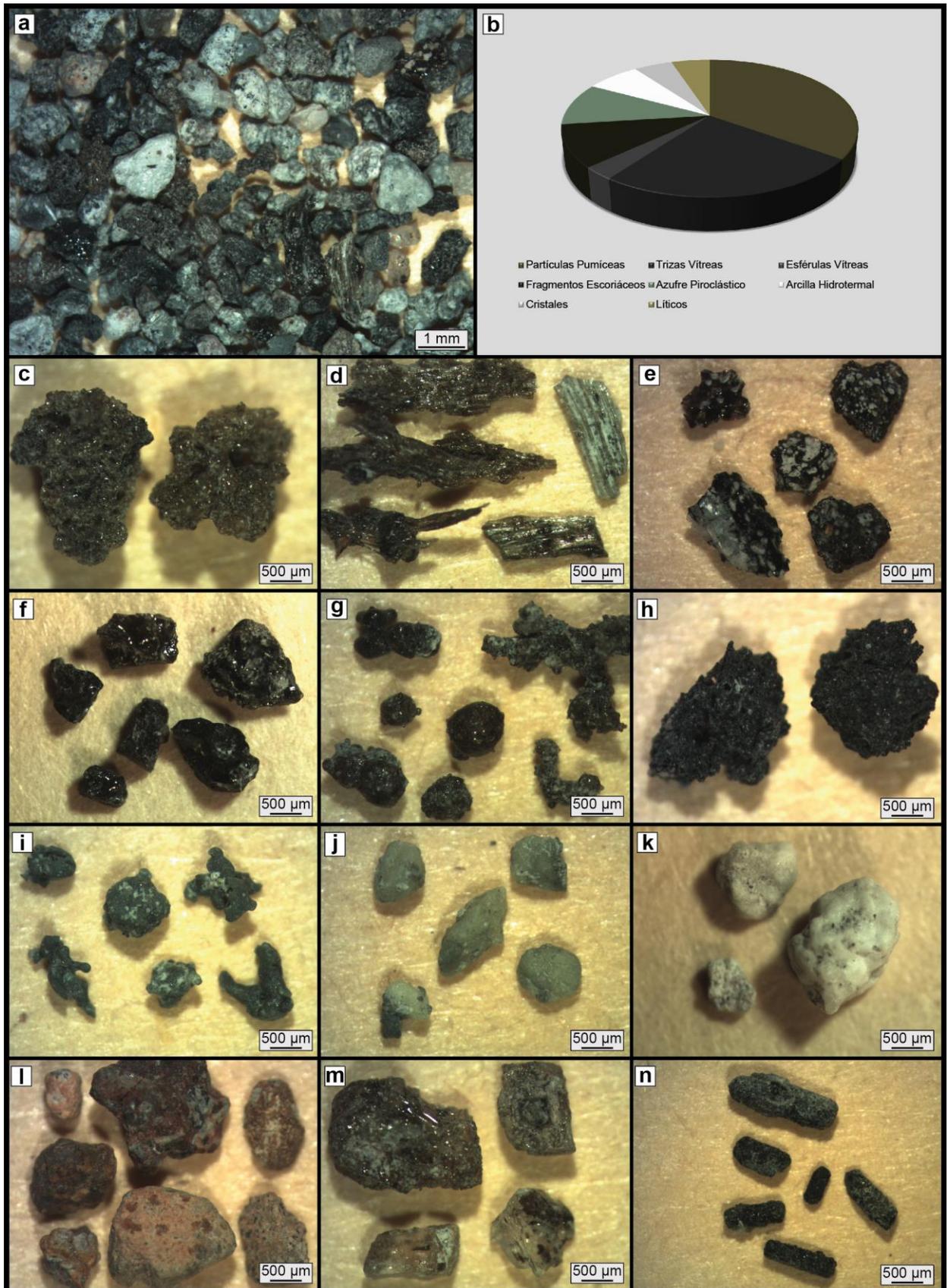


Figura 25: Componentes del material de caída de la erupción de diciembre del 2012. a) Fotografía de la muestra (fracción de 1Φ). b) Proporción de los distintos componentes. c) Partículas pumíceas vesiculares. d) Partículas pumíceas fluidales. e) Trizas vítreas de moderada vesicularidad. f) Trizas vítreas blocosas. g) Esférulas vítreas. h) Fragmentos escoriáceos. i) Azufre piroclástico gris-verdoso. j) Azufre amarillento. k) Líticos blancos silíceos. l) Líticos volcánicos alterados. m) y n) Cristales de plagioclasas y piroxenos respectivamente.

menor tamaño en general aparecen aglomeradas formando cuerpos alargados y ramificados. Este tipo de material ha sido reproducido con éxito en experiencias de laboratorio y se ha observado en otras sucesiones, siempre vinculado con fenómenos hidromagmáticos (Wohletz 1983, 1993, Ersoy 2007, entre otros). Los fragmentos escoriáceos (Fig. 25h) tienen formas irregulares a subredondeadas, con una coloración gris oscura a negra sin brillo vítreo. La vesicularidad es moderada, con vesículas subsféricas. Las partículas de azufre piroclástico (Fig. 25i) son de color gris verdoso y presentan llamativas formas esféricas o globulares y elongadas con bordes curvos. En mucha menor proporción encontramos fragmentos que pasan de la coloración mencionada a una amarillenta (Fig. 25j). Los líticos se componen en un 60% de fragmentos blancos similares a los observados en el material de caída de la erupción del 2000 (Fig. 25k), y en un 40% de líticos accesorios de origen volcánico visiblemente alterados (Fig. 25l). Los cristales corresponden principalmente a plagioclasas (Fig. 25m) y piroxenos (Fig. 25n).

Un punto remarcable respecto al material de caída de la erupción de diciembre del 2012 es que, junto al material descrito anteriormente, la pluma eruptiva también transportó fragmentos escoriáceos de entre 10-20 cm hasta más de 10 km del centro de emisión. Este material fue denominado “fragmentos marrones altamente vesiculares” por Caselli *et al.* (2014b, 2015a), y “escoria aplanada de alta vesiculación” por Petrinovic *et al.* (2014b). Los mismos son de color castaño oscuro y poseen una distintiva forma aplanada y “retorcida” que evidencia cierta fluidez, con variaciones en los espesores y con una superficie irregular y rugosa (Fig. 26a).

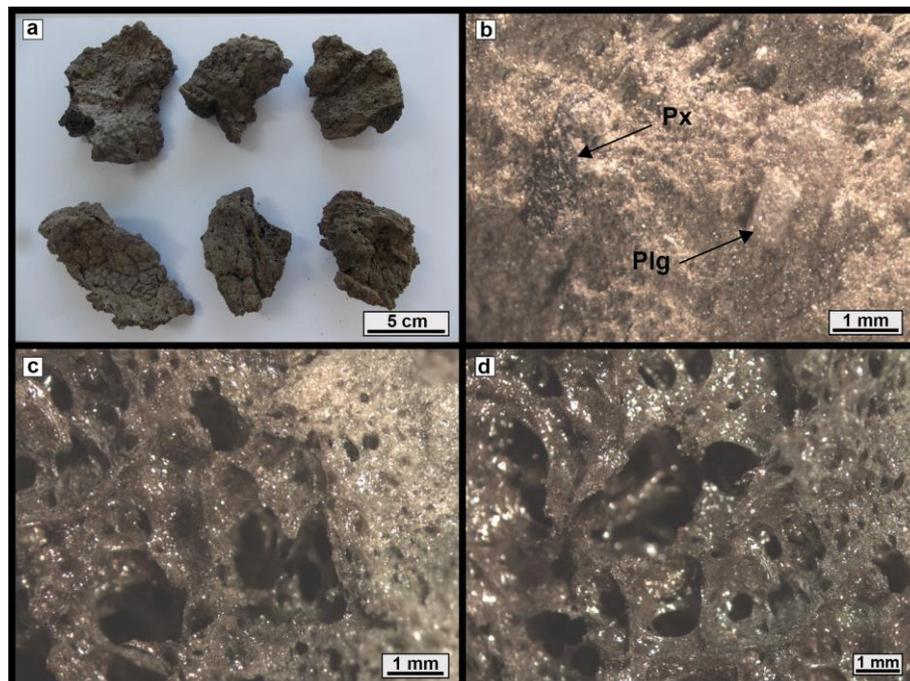


Figura 26: Fragmentos escoriáceos vesiculados. a) Fotografías donde se aprecia la morfología distintiva de los fragmentos. b) Detalle de la textura: Cristales de plagioclasa (Plg) y piroxeno (Px) en pasta afanítica. c) Vesicularidad en los bordes de los fragmentos. d) Vesicularidad muy alta en el centro de los fragmentos.

Presentan una textura porfírica con fenocristales de plagioclasa de hasta 0,5 cm y de piroxeno de hasta 0,3 cm, en una pasta afanítica (Fig. 26b). En los bordes, menores a 0,5 cm, la vesicularidad es menor que en el centro, con vesículas redondeadas que solo alcanzan los 1 mm (Fig. 26c). En el resto de la roca la vesicularidad es muy alta, con vesículas redondeadas de variados tamaños que generalmente van desde los 0,1 a 0,5 cm, con casos aislados de hasta 1 cm (Fig. 26d).

3.5 Bombas y bloques volcánicos

Los proyectiles balísticos son fragmentos de roca o lava de gran tamaño, que son expulsados del cráter a velocidades muy altas, y no son afectados por la dinámica de la columna eruptiva o el viento. En consecuencia, estos se encuentran restringidos dentro de un radio menor que la caída de tefra, sin embargo el impacto de estos proyectiles puede causar daños severos a las infraestructuras afectadas y representan un peligro mayor para personas que se encuentren en el radio involucrado por la erupción. En el volcán Copahue se ha producido este fenómeno en todas las erupciones bien registradas, alcanzado un área de influencia de casi 2 km desde el centro de emisión. En este trabajo se llevó a cabo el análisis del material arrojado por proyección balística durante el último ciclo eruptivo, particularmente para los eventos de diciembre del 2012 y de octubre del 2014.

3.5.1 Bombas y bloques balísticos de la erupción de diciembre del 2012: Durante la erupción del 22 de diciembre del 2012 el volcán Copahue arrojó bombas con proyección balística en un radio aproximado de 1,5 km del cráter, con tamaños de hasta 2 m en cercanías del centro de emisión (Caselli *et al.* 2014b, Caselli *et al.* 2015a, Petrinovic *et al.* 2014b). Las mismas corresponden a rocas juveniles con formas elongadas que evidencian cierta fluidez a la hora de ser expulsadas (Fig. 27a y b). Macroscópicamente presentan una textura porfírica con fenocristales de plagioclasas de color gris y tamaño menor a 1cm, en una pasta afanítica de color negro (Fig. 27c). La vesicularidad es moderada, con abundantes vesículas subredondeadas que generalmente no superan los 2 mm. Al microscopio se exhibe fenocristales de plagioclasa, clinopiroxenos, olivinos y escaso ortopiroxeno, en una pasta hialopilitica a hialoofítica compuesta por vidrio y microlitos de plagioclasas, clinopiroxenos y olivinos (Fig. 27d). Los fenocristales de plagioclasas (80%), de mayor tamaño que los mafitos, son euhedrales y presentan maclas polisintéticas y zonación composicional (Fig. 27e). Los clinopiroxenos (15%) son euhedrales a subhedrales y presentan maclas simples y polisintéticas (Fig. 27f). También aparecen pequeños cristales de clinopiroxeno incluidos dentro de fenocristales de plagioclasa

(Fig. 27g). Los olivinos son menos abundantes (4%) y se presentan de forma euhedral a subhedral. Los ortopiroxenos son escasos (1%) y muestran coronas de clinopiroxeno (Fig. 27h).

Durante la erupción de diciembre del 2012 también fueron expulsados bloques balísticos conformados por fragmentos rocosos grisáceos correspondientes a materiales del conducto volcánico, los cuales se encontraban impregnados por azufre de color amarillo y textura chorreada (Fig. 27i y j), lo cual indica que el mismo se encontraba en estado fluido al momento

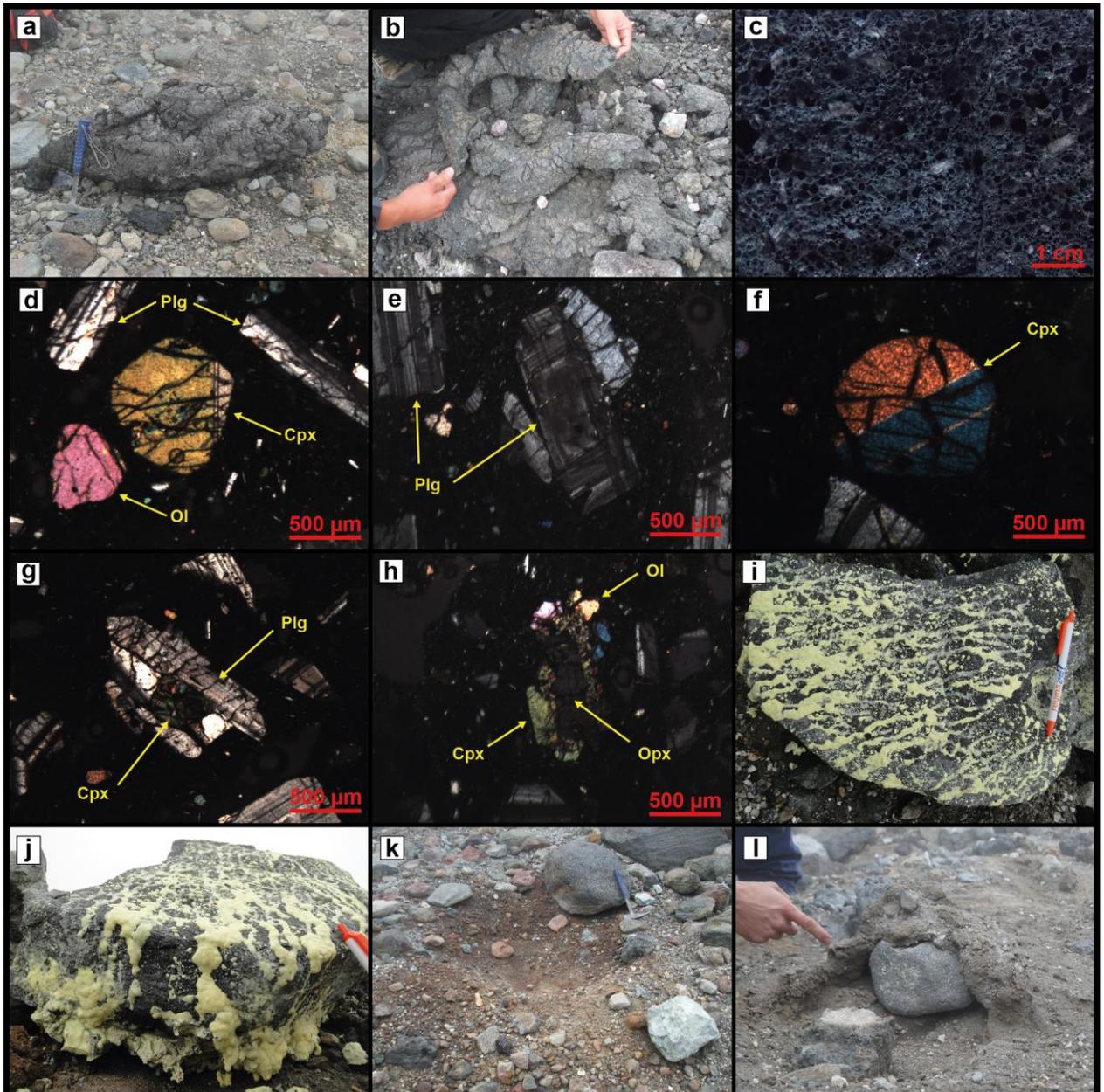


Figura 27: Material balístico de la erupción de diciembre del 2012. a) y b) Fotografías de campo de las bombas donde se aprecia su morfología. c) Detalle macroscópico de la textura las bombas: Se observan cristales de plagioclasa (blancos) en una pasta afanítica negra y una vesicularidad moderada. d), e), f), g) y h)

Fotomicrografías de las bombas: d) Fenocristales de plagioclasa, clinopiroxenos y olivinos en una pasta hialopilitica a hialoofítica compuesta por vidrio y microlitos. e) Plagioclasa con zonación composicional. f) Clinopiroxeno euhedral maclado. g) Fenocristal de plagioclasa con inclusión de clinopiroxeno. h) Ortopiroxeno con corona de clinopiroxeno. i) y j) Bloques balísticos manchados por azufre. k) Cráter de impacto. l) Bloque balístico enterrado por la potencia del impacto.

del impacto (Agusto *et al.* 2014, Petrinovic *et al.* 2014b, Caselli *et al.* 2015a).

El potencial destructivo de este tipo de fenómenos quedó evidenciado durante esta erupción por la preservación de los cráteres de impacto, llegando incluso a enterrarse los proyectiles debajo de la superficie (Fig. 27k y l).

3.5.3 Bombas balísticas de la erupción de octubre del 2014: Durante octubre del 2014 se produjeron pequeñas explosiones con emisión de ceniza que además arrojaron proyectiles balísticos en los bordes del cráter (Fig. 28a). Los mismos corresponden a fragmentos tipo *spatters* que presentan una coloración negra con brillo metálico y formas fluidales (Fig. 28b). Macroscópicamente presentan una textura porfírica con fenocristales de plagioclasas de hasta 0,4cm, en una pasta afanítica. La vesicularidad es alta, con vesículas de menos de 0,2 cm en los bordes, que crecen en tamaño hacia el centro hasta alcanzar grandes vesículas redondeadas de hasta 1,5 cm separadas por finos tabiques (Fig. 28c). Microscópicamente se observan fenocristales de plagioclasas (80%), clinopiroxenos (14%), olivinos (5%) y escaso ortopiroxeno (1%) en una pasta hialopilítica compuesta por vidrio y microlitos de plagioclasas (Fig. 28d). Los fenocristales de plagioclasas son euhedrales y presentan maclas polisintéticas, zonación moderada e inclusiones de pequeños cristales máficos (Fig. 28e). Los clinopiroxenos son euhedrales a subhedrales y presentan maclas simples. Los olivinos son menos abundantes y se presentan de forma euhedral, mientras que los ortopiroxenos presentan coronas de clinopiroxeno (Fig. 28f).

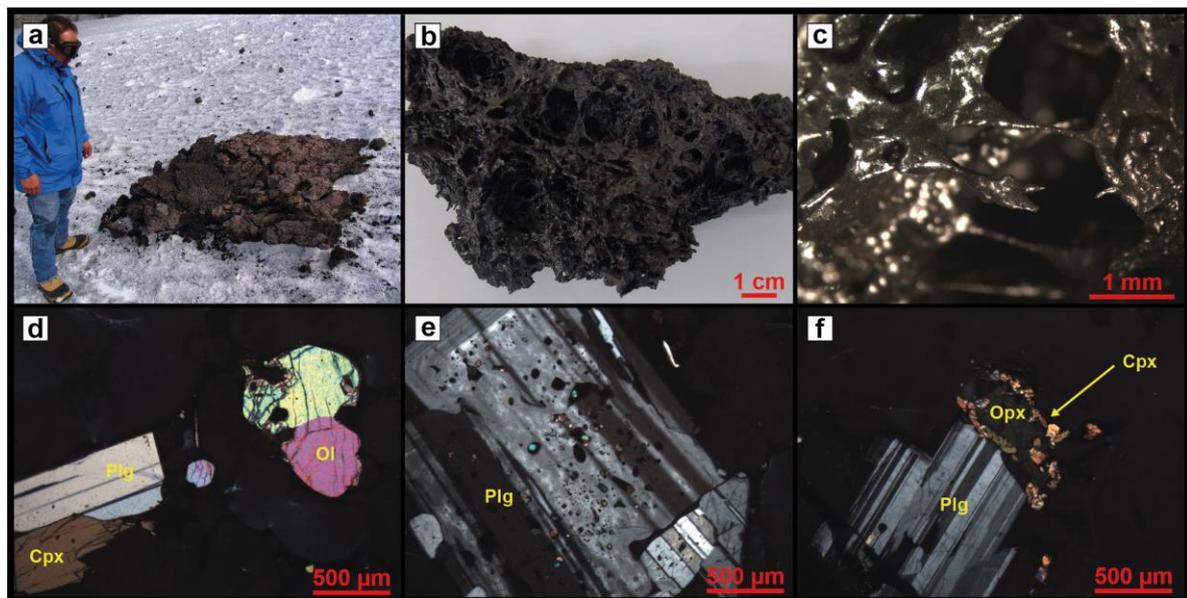


Figura 28: Bombas tipo *spatters* emitidas en octubre del 2014. a) Fotografía de campo. b) y c) Detalle de los fragmentos donde se aprecia la alta vesicularidad. Fotomicrografías: d) Fenocristales de plagioclasas, clinopiroxenos y olivinos en una pasta hialopilítica, e) Fenocristal de plagioclasa con inclusiones de pequeños máficos, f) Ortopiroxeno con coronas de clinopiroxeno.

4. ANÁLISIS DE LA PELIGROSIDAD

4.1 Antecedentes

El concepto de *peligrosidad* se define como la probabilidad de que un área determinada sea afectada por procesos potencialmente destructivos en un intervalo dado de tiempo (Tilling 1989), y generalmente se clasifica en rangos (muy alta, alta, media, baja) basándose en la frecuencia o recurrencia del proceso, y en la intensidad del mismo, dada por la tasa de emisión, el volumen, la velocidad, la temperatura, la distancia de influencia, etc. Por su parte, el *riesgo* representa la posibilidad de pérdida (de vidas humanas, propiedades, capacidad productiva, etc) dentro de un área determinada sujeta a peligro (Tilling 1989), y puede analizarse como producto de tres factores:

$$\text{Riesgo} = \text{Peligrosidad} \times \text{Valor} \times \text{Vulnerabilidad},$$

donde el *valor* representa la cuantificación de los elementos susceptibles de ser afectados, y la *vulnerabilidad* es la expectativa, expresada en porcentaje, de daño infligido a un elemento expuesto al peligro (Felpeto 2002).

Los peligros volcánicos son aquellos fenómenos potencialmente destructivos relacionados con la actividad de un volcán, sin que necesariamente estén asociados a un proceso eruptivo. Los desastres volcánicos ocurren con menor frecuencia que otros (naturales relacionados a fenómenos atmosféricos y antrópicos), y generan menores pérdidas humanas y materiales, sin embargo desde el siglo 17 estos han matado a más de 300.000 personas y han causado daños a infraestructuras y pérdidas económicas que superan los cientos de millones de dólares (Tilling 1989, 2008). Aunque la cantidad de volcanes que entran en procesos eruptivos se mantiene relativamente constante, variando entre 50 y 70 por año aproximadamente (Simkin y Siebert 1994), el riesgo para la humanidad se ha incrementado en el último siglo debido al crecimiento exponencial de la población que se ha asentado en áreas próximas a los volcanes y del tráfico aéreo. Sin embargo, a partir de la aparición de la vulcanología moderna en el siglo 20, el riesgo volcánico puede ser anticipado, evaluado y mitigado de manera relativamente exitosa, a partir de la evaluación de la peligrosidad, el monitoreo volcánico, y la comunicación efectiva entre la comunidad científica, las autoridades civiles, y la población (Tilling 2008).

La evaluación de la peligrosidad en una zona suele verse reflejada en la creación de un mapa de peligros volcánicos. En el caso del volcán Copahue, existe un mapa de peligros para el sector argentino realizado por Bermúdez y Delpino (1995), como respuesta a la incertidumbre de peligrosidad que generó la erupción del año 1992 (Fig. 29a). En dicho mapa se indican las zonas

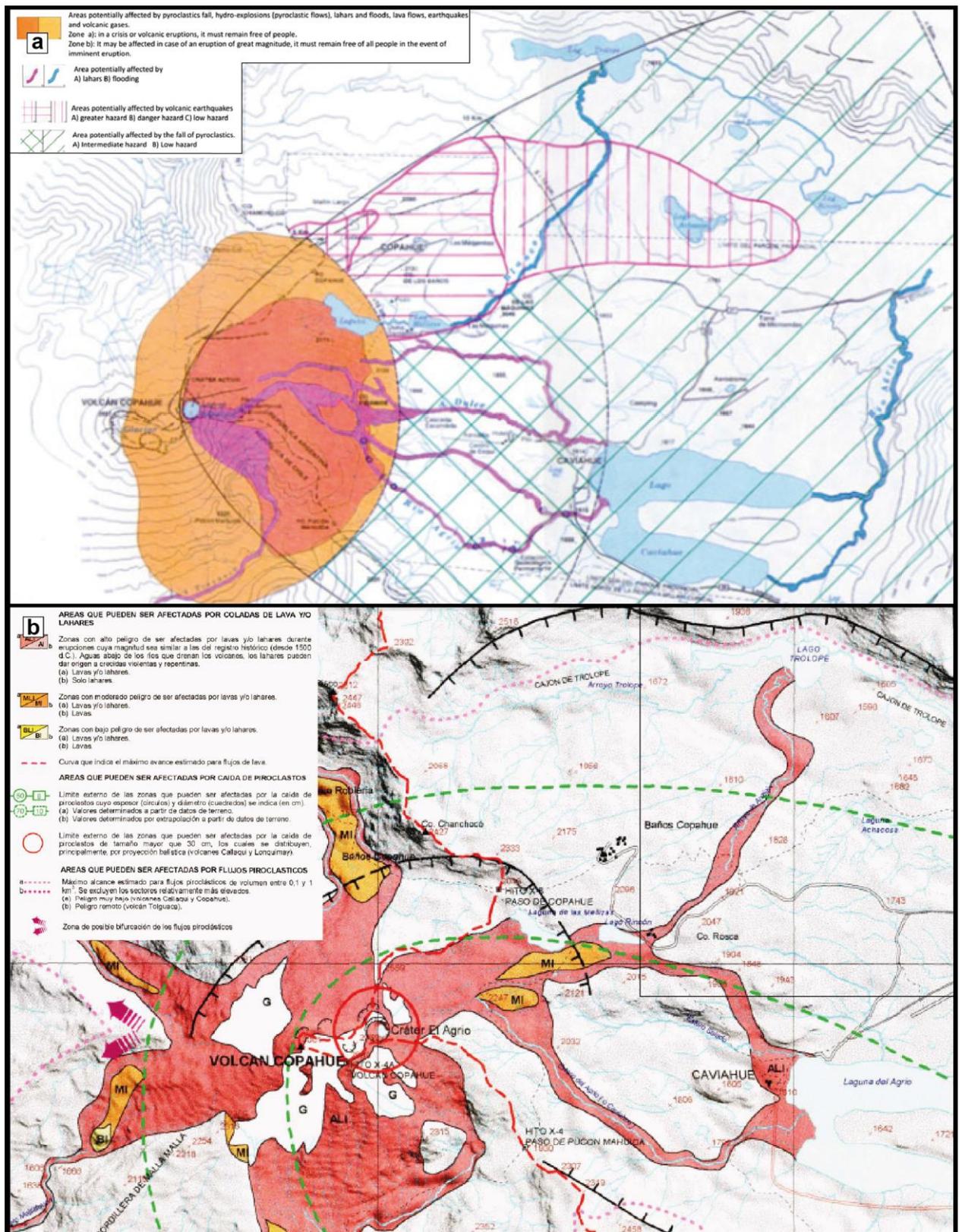


Figura 29: a) Fragmento del “Mapa de los Peligros Potenciales en el área del Volcán Copahue, Sector argentino” publicado por Bermúdez y Delpino (1995). b) Fragmento que abarca al volcán Copahue del “Mapa de peligros de los volcanes ubicados en la región del Alto Bio Bio” publicado por Naranjo *et al.* (2000).

que pueden ser afectadas por flujos piroclásticos y flujos de lava, caída de piroclastos, lahares e inundaciones asociadas, sismos y gases volcánicos. El mismo se basó en lo observado en la erupción previa, y en el conocimiento sobre erupciones post-glaciares con el que se contaba en ese momento. Posteriormente, luego de la erupción del año 2000, el Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN) publicó un mapa de peligros de los volcanes ubicados en la región del Alto Bio Bio, que incluye a los volcanes Lonquimay, Tolguaca, Callaqui y Copahue (Naranjo *et al.* 2000, Fig. 29b). En el mismo se discriminan aquellas áreas que pueden de ser afectadas por coladas y/o lahares, áreas que pueden ser afectadas por caída de piroclastos (incluyendo aquellos que se desplazan por proyección balística), y áreas que pueden ser afectadas por flujos piroclásticos. En este último caso, para el volcán Copahue se reconoce un peligro muy bajo y se marca el alcance máximo estimado para flujos piroclásticos menores a 0,1 Km³, abarcando el interior de la caldera del Agrio. Esto se debe en parte a que los autores tomaron en cuenta las descripciones de depósitos de flujos piroclásticos holocenos presentadas por Polanco *et al.* (2000), que luego serían completadas por Polanco (2003), y que fueron analizadas en capítulos previos. Considerando el ciclo eruptivo más reciente del volcán Copahue, junto con los nuevos estudios realizados en la última década, se destaca la necesidad de ajustar la percepción del peligro en esta zona, tarea que intenta realizar en parte este trabajo.

Todo análisis de la peligrosidad volcánica de un área en particular posee tres pilares fundamentales: (1) el análisis de la probabilidad de ocurrencia de una erupción, (2) la localización del centro de emisión, y (3) el mecanismo eruptivo o tipo de erupción (Felpeto 2002). Esto podría traducirse de manera simplificada en las preguntas cuándo, dónde y cómo serán las siguientes erupciones. En el caso del primero de los interrogantes, el estudio del registro pasado de un volcán puede ayudarnos a estimar un periodo de recurrencia de erupciones de distinta magnitud, sin embargo en la actualidad la posibilidad de una erupción futura se establece en base a la detección de precursores por medio del monitoreo volcánico. En el caso del volcán Copahue, el Observatorio Volcanológico de los Andes (OVDAS) perteneciente al Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (SERNAGEOMIN) actualmente mantiene una alerta amarilla, ya que el sistema se mantuvo inestable desde la erupción del año 2012, con la ocurrencia de explosiones de pequeña magnitud en octubre del 2014 y recientemente, en noviembre del 2015.

Con respecto al “dónde”, los eventos eruptivos más recientes del volcán Copahue, y la fuerte actividad fumarólica, han tenido lugar en el cráter más oriental, portador de la laguna ácida. Todo parece indicar que de seguir produciéndose erupciones similares, a corto plazo se mantendría esta área como centro de emisión principal. En los apartados siguientes se llevará a

cabo el análisis del mecanismo eruptivo y de los peligros volcánicos asociados, teniendo en cuenta los resultados obtenidos y aplicando herramientas de simulación numérica.

4.2 Mecanismos eruptivos

Las erupciones volcánicas pueden presentar distinta naturaleza dependiendo principalmente de las características del magma. Los estilos eruptivos pueden variar desde fenómenos tranquilos donde el magma no se fragmenta, dando lugar generalmente a flujos de lava (erupciones efusivas), hasta erupciones muy violentas donde la fragmentación del magma es muy alta, generando grandes columnas eruptivas y expulsando enormes volúmenes de material a la atmósfera (erupciones explosivas). A partir de esta relación se creó una clasificación relacionando la altura de la columna y la explosividad, diferenciando las erupciones en hawaianas, estrombolianas, vulcanianas, plinianas y ultra-plinianas. Además existen otros dos tipos denominadas surtseyanas y freatomagmáticas, cuya génesis está asociada al contacto repentino del magma con una fuente de agua. Sin embargo esta clasificación no es una herramienta óptima ya que durante una misma erupción, la misma puede ir variando notablemente de un estilo a otro. Newhall y Self (1982) propusieron un índice para cuantificar la magnitud de las erupciones, el cual se conoce como Índice de Explosividad Volcánica (VEI, por sus siglas en inglés). Este relaciona la altura máxima de la columna eruptiva con el total del volumen de los productos eyectados, pudiendo clasificar las erupciones con un valor que va desde el 0 hasta el 8 (Fig. 30).

VEI	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Descripción	no explosiva	pequeña	moderada	media	grande	muy grande			
Volumen expulsado (m ³)	<10 ⁴	10 ⁴ -10 ⁶	10 ⁶ -10 ⁷	10 ⁷ -10 ⁸	10 ⁸ -10 ⁹	10 ⁹ -10 ¹⁰	10 ¹⁰ -10 ¹¹	10 ¹¹ -10 ¹²	>10 ¹²
Altura de columna (km)	<1	0,1 - 1	1 - 5	3 - 15	10 - 25	> 25			
Descripción cualitativa	----- Efusiva -----		----- Explosiva -----		----- Cataclísmica - Paroxísmica - Colosal -----				
						----- Severa - Violenta - Terrible -----			
Estilo eruptivo	----- Estromboliano -----			----- Pliniano -----					
	----- Hawaiano -----		----- Vulcaniano -----			----- Ultra-Pliniano -----			
Duración de la fase explosiva (h)	----- < 1 -----		----- > 12 -----						
	----- 1 - 6 -----					----- 6 - 12 -----			
Inyección troposférica	mínima	pequeña	moderada	sustancial					
Inyección estratosférica	no			posible	siempre	significativa			

Figura 30: Índice de Explosividad Volcánica (VEI, por sus siglas en inglés), modificado de Newhall y Self (1982).

Como se mencionó anteriormente, para el volcán Copahue solo existen buenas descripciones de las erupciones producidas en las últimas décadas. En base a documentos fotográficos se puede inferir que la erupción del año 1961 correspondió a una explosión de tipo freática, caracterizada por columnas blancas principalmente de vapor. Las erupciones ocurridas en la década de 1990, que no alcanzaron valores de VEI 2, también tuvieron un carácter freático hasta incluso freatomagmático (Delpino y Bermudez 1993), indicando una recurrencia de este mecanismo, debido a la existencia de la laguna cratérica y el reservorio ubicado por debajo. La erupción iniciada en julio del año 2000 mostró una duración y una magnitud mayor, aunque el VEI nunca superó el valor de 2. Inicialmente tuvo características similares a las anteriores, con explosiones freáticas y freatomagmáticas, sin embargo con el correr de los días pasó a un estilo típicamente estromboliano acompañado por la desaparición de la laguna cratérica (Delpino y Bermudez 2002, Naranjo y Polanco 2004). El ciclo eruptivo más reciente también comenzó con una erupción freatomagmática en julio del 2012, arrojando gran cantidad de azufre piroclástico y fragmentos cubiertos por azufre que se encontraba en estado líquido al momento de ser expulsados (Caselli *et al.* 2015a). En diciembre del mismo año se produjo el evento de mayor magnitud del ciclo (VEI 2). La misma comenzó con una explosión freática que rápidamente pasó a freatomagmática, para finalmente continuar como una erupción meramente magmática de tipo estromboliano, al igual que en el año 2000 (Petrinovic *et al.* 2014b, Caselli *et al.* 2015a).

Como puede desprenderse del análisis de las erupciones recientes, el mecanismo eruptivo inicial es de tipo freático. Este estilo de erupciones son provocadas por un aumento en la entrada de fluidos y calor de origen magmático en el sistema, sin que necesariamente el magma esté involucrado directamente, y donde no se produce la expulsión de material magmático juvenil (Browne y Lawless 2001, Rouwet y Morrisey 2015). El modelo propuesto para la generación de erupciones freáticas en volcanes con lagunas cratéricas similares a la del volcán Copahue se basa en una descompresión violenta producto de la acumulación de presión en el sistema volcánico-hidrotermal sub-superficial, debido a un descenso de la permeabilidad por la presencia de un sello formado principalmente por azufre fundido (Takano *et al.* 1994, Christenson *et al.* 2010, Rouwet y Morrisey 2015). La secuencia comenzaría con un aumento del flujo de gases magmáticos y, consecuentemente de la temperatura, en el sistema magmático-hidrotermal. Esto no necesariamente es consecuencia del ascenso de magma, ya que, según el modelo propuesto por Fournier (2006), puede estar indicando una descompresión mayor debido a la rotura del sello denominado caperuza o “*carapace*” que recubre la cámara magmática (Agusto *et al.* 2012). Cuando la temperatura de los gases en la boca de las fumarolas supera los 119°C, punto de fusión del azufre elemental, se genera una pileta de azufre fundido en el fondo de la laguna con una fina

costra de azufre solidificado (Fig. 31a). El importante flujo de gases que la atraviesa transporta esférulas de azufre de color amarillo hacia arriba, las cuales se juntan formando grandes manchas amarillas en la superficie de la laguna. Cuando la temperatura asciende entre los 159°C y los 200°C, se activa la convección dentro de la pileta de azufre y la viscosidad del mismo aumenta exponencialmente, sellando parcialmente el sistema (Fig. 31b). En esta etapa la pileta de azufre se ve “contaminada” por impurezas principalmente de sulfitos, lo cual queda evidenciado por la presencia en superficie de esférulas de azufre oscuras. Si el efecto de sello logra una disminución de la permeabilidad suficiente, se genera una acumulación de presión por debajo del mismo que eventualmente desencadena en una erupción freática (Fig. 31c). Siguiendo este modelo, el enfriamiento de la laguna cratérica podría ser indicio del sellamiento del sistema, y por lo tanto de una futura erupción de este estilo. Cabe destacar que en el volcán Copahue, no solo el azufre fundido estaría jugando un rol importante como sello, sino que también lo haría la mayor precipitación mineral producto del aumento del flujo de gases magmáticos, como queda evidenciado por ejemplo en los productos arrojados durante la erupción del año 1992 (Caselli *et al.* 2005, 2015b, Agosto *et al.* 2012).

Si el proceso descrito anteriormente es acompañado por un ascenso de magma juvenil, puede desencadenar una erupción freatomagmática con la consecuente expulsión de material juvenil debido a la fragmentación del magma por la interacción con el agua superficial. En el caso de desaparecer la totalidad del agua del sistema, el evento eruptivo podría tomar un carácter meramente magmático con características estrombolianas (Fig. 31d), como sucedió en los años 2000 y 2012. Se ha propuesto, en base a datos petrológicos y geoquímicos, que los eventos eruptivos magmáticos holocenos del volcán Copahue podrían estar asociados a la inyección de magmas máficos primitivos, poco evolucionados, en una cámara magmática somera de composición andesítica (Polanco 2003, Agosto 2011). Esto es consistente con las texturas de coronas de clinopiroxeno en ortopiroxenos tanto en las lavas post-glaciares, como en las bombas correspondientes al ciclo eruptivo más reciente (2012-2014), las cuales son indicio de mezcla de magmas.

El análisis de los datos geoquímicos publicados de las rocas holocenas del volcán Copahue (Bermúdez *et al.* 2002, Polanco 2003, Varekamp 2006, Caselli *et al.* 2014, 2015a, Sommer *et al.* 2015) indica una consistencia composicional sin cambios sustanciales, con productos de composición andesítica basáltica a traquiandesítica basáltica correspondientes a la serie calcoalcalina rica en potasio (Fig. 32).

Teniendo en cuenta los mecanismos eruptivos interpretados y la consistencia composicional del magma, no son esperables grandes cambios en los eventos eruptivos futuros a

corto y mediano plazo, con erupciones freáticas y freatomagmáticas que pueden evolucionar en meramente magmáticas de baja magnitud, con un grado de explosividad que no supere el VEI 2.

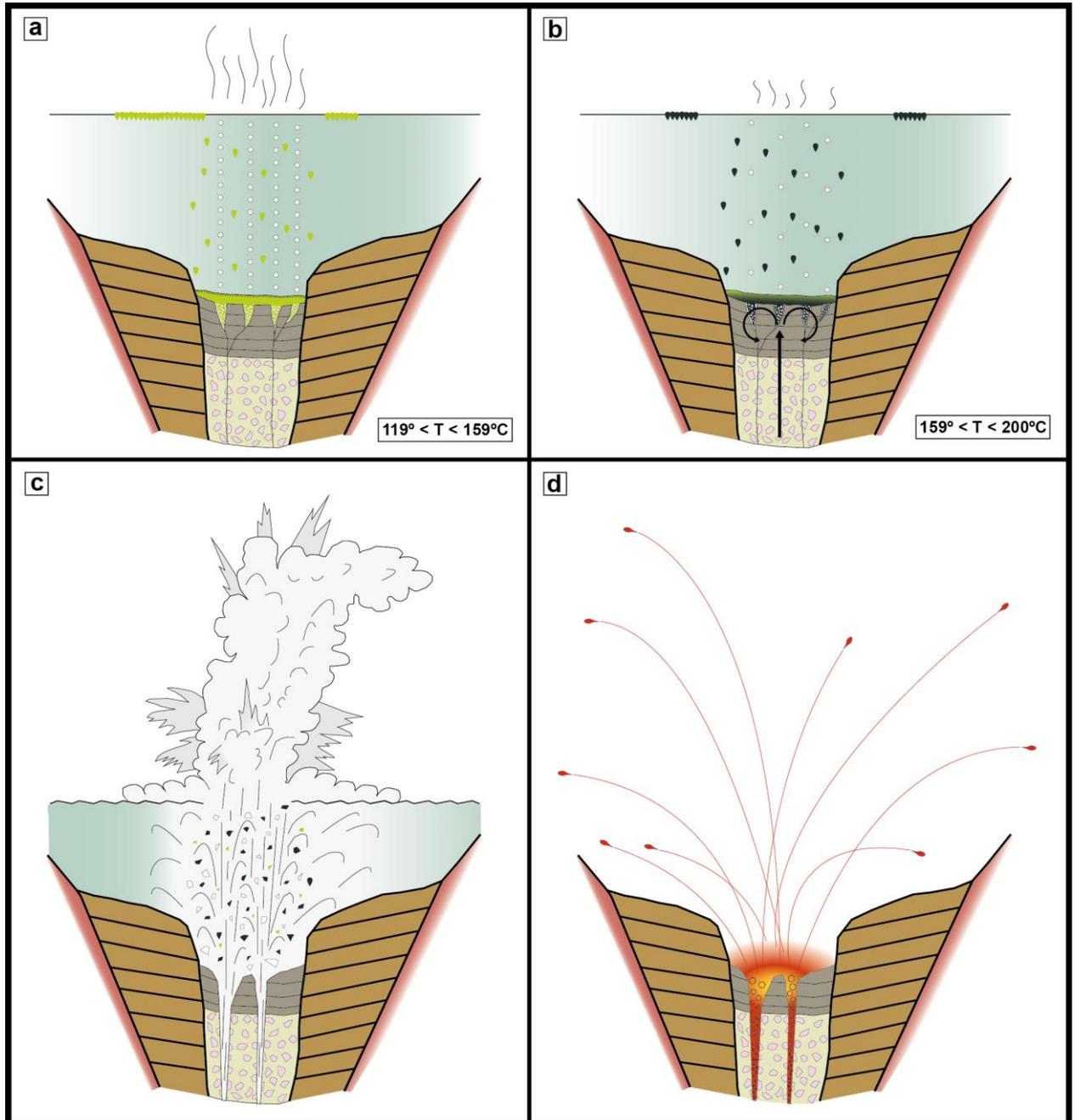


Figura 31: Modelo del mecanismo eruptivo del volcán Copahue (las figuras a), b) y c) son modificadas de Takano *et al.* 1994). a) Alto flujo de gases magmáticos con temperaturas en la boca de las fumarolas mayores a 119°C. Se genera la pileta de azufre fundido y manchas amarillas en la superficie de la laguna. b) Temperatura entre 159°C y 200°C, aumento de la viscosidad del azufre sellando parcialmente el sistema. Presencia de impurezas (sulfitos) que ascienden como esférulas de azufre oscuras. c) El sello genera una acumulación de presión suficiente para desencadenar una erupción freática, que puede ser sucedida por una erupción freatomagmática. d) Al desaparecer el agua del sistema, el evento eruptivo toma un carácter meramente magmático con características estrombolianas.

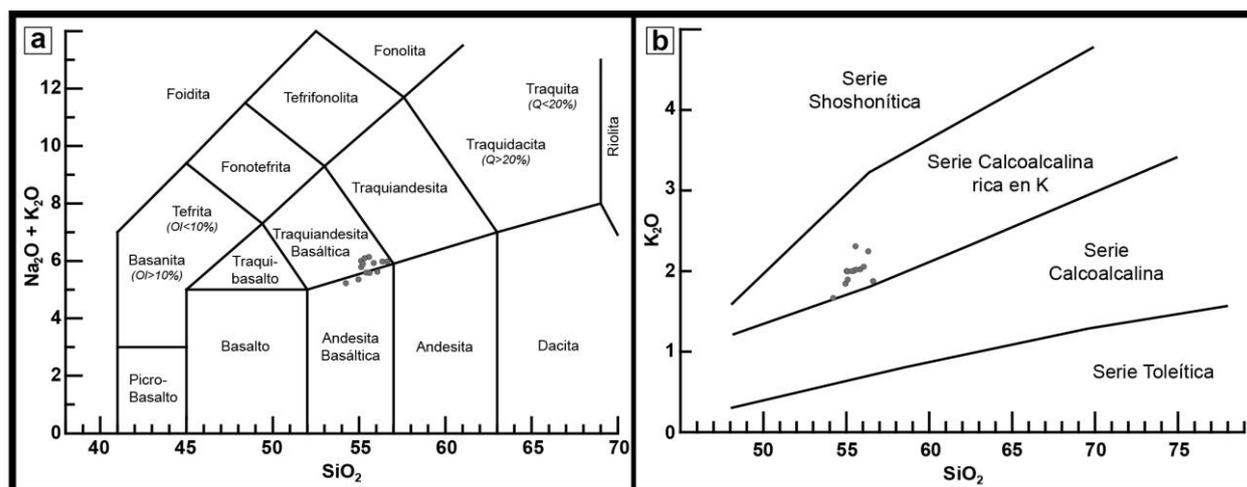


Figura 32: Geoquímica de los productos holocenos. a) Diagrama TAS: Las muestras plotean en los campos de Andesita Basáltica y Traquiandesita Basáltica. b) Diagrama de SiO₂ vs K₂O: Las muestras plotean dentro de la serie calcoalcalina rica en potasio.

4.3 Simulaciones numéricas

A partir del avance informático y del desarrollo de los Sistemas de Información Geográfica (GIS) en las últimas décadas, la utilización de modelos numéricos para la simulación de fenómenos volcánicos se transformó en una herramienta fundamental en la asignación del peligro, existiendo una gran variedad de modelos propuestos (Malin y Sheridan 1982, Kover 1995, Iverson *et al.* 1998, Bonadonna *et al.* 2005, Folch *et al.* 2009, entre otros).

En este trabajo se utilizó la herramienta VORIS 2.0.1 (*Volcanic Risk Information System*; Felpeto *et al.* 2007, Felpeto 2009), un software gratuito (<http://www.gvb-csic.es>) que funciona bajo la estructura del sistema de información geográfica ArcGis 9.1 que cuenta con la extensión *Spatial Analyst*. El mismo permite la simulación numérica de caída de tefra, corrientes de densidad piroclásticas y flujos de lava, además de herramientas adicionales para el cálculo de susceptibilidad volcánica. Esta herramienta además de ser gratuita, presenta una interfaz “amigable” que aporta una rápida comprensión, no demanda grandes requerimientos de sistema y funciona a partir de modelos que requieren datos de entrada (*input*) accesibles, lo que la diferencia de otros modelos utilizados en la actualidad.

El modelo de simulación de caída de tefra aplicado es un modelo de advección-difusión, el cual asume que el transporte de las partículas a partir de la columna está controlado por el efecto advectivo del viento, la difusión provocada por la turbulencia atmosférica, y la velocidad de asentamiento de las partículas. Los parámetros empleados tienen que ver con el material expulsado, la altura y forma de la columna, la distribución granulométrica de las partículas, y

datos atmosféricos como dirección y velocidad del viento. El resultado de la simulación está representado por un mapa que muestra los espesores de tefra esperados, separados en once intervalos (Fig. 33a).

El modelo utilizado para la simulación de corrientes de densidad piroclásticas es un modelo simple propuesto por Malin y Sheridan (1982), basado en los conceptos de “línea de energía” y “cono de energía”, donde se plantea que la altura donde se origina el flujo (H), se relaciona a la distancia del límite más distal del depósito (L) por medio de un parámetro de fricción denominado Coeficiente de Heim (H/L). El arcotangente de H/L nos da un ángulo que representa la inclinación del cono de energía (Fig. 33b). Este último, junto a la altura de colapso (H), constituyen los parámetros de entrada para la simulación, además de un modelo de elevación digital y la selección del centro de emisión. El resultado mostrado luego de la operación es una capa que representa el área potencialmente afectada por el flujo.

El modelo para la simulación de flujos de lava es un modelo de tipo probabilístico que asume que la topografía juega el rol más importante en la determinación del camino que seguirá el flujo. Este se basa en el modelo de máxima pendiente donde, teniendo en cuenta la topografía aportada por un modelo de elevación digital (DEM), la probabilidad de que el flujo se desplace a una celda vecina es proporcional a la diferencia de altura entre ambas, solo pudiendo desplazarse si dicha diferencia es positiva (Fig. 33c). La elección de la celda a la que finalmente se desplazará el flujo se realiza mediante un algoritmo de Monte Carlo, repitiéndose la simulación del posible camino un gran número de veces (iteraciones). Los parámetros necesarios en este caso, además del DEM y la elección del centro de emisión, son la longitud máxima del flujo, la cantidad de repeticiones, y un factor de corrección de altura que simula el efecto de la altura del flujo. Una vez terminada la simulación, se recuenta el número de veces que una celda fue alcanzada, y se lo compara con el número de repeticiones, estimando así la probabilidad de que la misma sea alcanzada por el flujo. El resultado arrojado es una capa con distintas coloraciones que representan zonas con distinta probabilidad de ser alcanzadas.

Las simulaciones realizadas para el volcán Copahue representan solo un primer acercamiento a esta metodología, siendo necesarios un mayor estudio de erupciones previas para acotar ciertos parámetros, y la comparación con otros modelos propuestos. Los resultados obtenidos forman parte del análisis particular de los peligros volcánicos desarrollado a continuación.

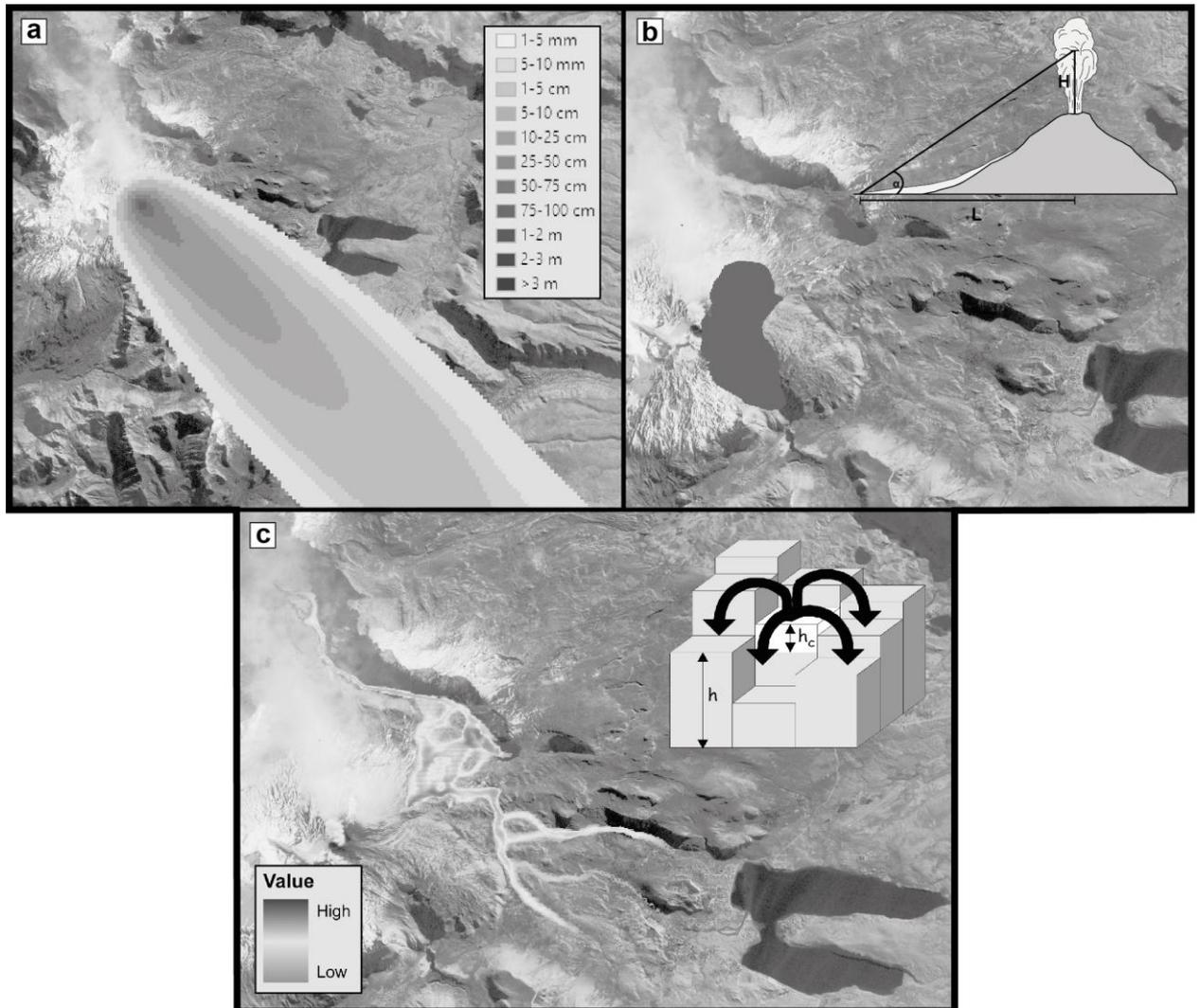


Figura 33: Modelos de simulación del VORIS 2.0.1. a) Ejemplo de resultado obtenido para Caída de Tefra. b) Ejemplo de resultado obtenido para Corrientes de Densidad Piroclástica y esquema del concepto de línea de energía. H: Altura del flujo, L: límite distal del depósito, α : Inclinación de la línea de energía ($\arctg H/L$). c) Ejemplo de resultado obtenido para Flujos de Lava y esquema del modelo de máxima pendiente (modificado de Felpeto 2002) h_c : Corrección de altura.

4.4 Análisis de la peligrosidad

En el contexto esperado de erupciones freáticas y freatomagmáticas con un $VEI \leq 2$, las cuales puedan evolucionar a magmáticas de baja magnitud, se puede inferir la peligrosidad de cada uno de los fenómenos volcánicos.

Sin duda, un fenómeno esperable en cada erupción es la dispersión de ceniza a partir de la columna eruptiva, y la correspondiente caída. Este proceso puede alcanzar un rango de afectación muy grande, dependiendo de la altura de la columna y de la dirección e intensidad de

los vientos. En la región de estudio los vientos predominantes son los provenientes del NO, O y SSO, por lo que el territorio argentino es el que se ve afectado principalmente. Debido a esto, es esperable que durante los eventos de mayor intensidad (VEI=2) las localidades de Caviahue y Copahue puedan verse afectadas por caída de tefra (Fig. 34a y b). En el caso de la primera, los espesores esperados son menores a 10 cm, mientras que en la segunda, si los vientos son favorables, podría llegar hasta 25 cm. Sin embargo, cabe aclarar que durante los eventos históricos de mayor magnitud nunca han superado los 5 cm en ninguno de los dos casos. Las granulometrías máximas esperadas son de cenizas gruesas hasta lapilli fina, aunque se debe tener en cuenta la posibilidad de caída de los fragmentos escoriáceos de hasta 20 cm que en erupciones previas (2000 y 2012) han sido sustentados por la nube y depositados hasta más de 10 km de distancia del centro eruptivo. Al ser uno de los vientos más recurrentes el proveniente del NO, la localidad de Loncopué, ubicada 53 km al SE del cráter, también puede verse afectada por la caída de tefra, como sucedió en la erupción de diciembre del 2012. En este caso el espesor esperado no superaría el centímetro, con cenizas media como granulometría máxima.

La proyección balística de bombas y bloques también representa un fenómeno recurrente en la historia eruptiva reciente del volcán Copahue, con un incremento de su peligrosidad con el aumento de la magnitud de los últimos ciclos eruptivos. Se han observado este tipo de proyectiles hasta 2 km del centro de emisión, con diámetros que pueden superar el metro en zonas proximales. No es esperable que este fenómeno tenga un radio de afectación mayor a 2,5 km en próximos eventos eruptivos (Fig. 34b).

Respecto a la generación de flujos piroclásticos, teniendo en cuenta la evidencia presentada en el presente trabajo, y en las descripciones de erupciones previas, se prevén flujos diluidos basales (base surge) que se dirijan principalmente hacia la ladera este y sureste, sin superar los 3 km de distancia del centro de emisión, con una mayor probabilidad dentro de los 2 km (Fig. 35).

Los fenómenos más peligrosos asociados al volcán Copahue son sin duda los lahares (Fig. 36), aunque su generación se encuentra fuertemente controlada por la época del año en que se genera la erupción, debido a que el aporte de agua principal es la cubierta de nieve formada en invierno. Sin embargo, los mismos podrían producirse por un desbordamiento de la laguna cráterica o por el aporte de fuertes lluvias. Es de esperar que dichos flujos se encausen en las redes de drenajes, principalmente en los ríos Agrío y Lomín, como ha sucedido en erupciones históricas. Tampoco se descarta la posibilidad de estos fenómenos en el río Dulce, y hacia el flanco norte, en dirección a la laguna Las Mellizas occidental y a las nacientes del arroyo

Chancho-Co. Se debe tener en cuenta que estos procesos pueden generar crecidas de variadas magnitudes aguas abajo de las redes hídricas afectadas.

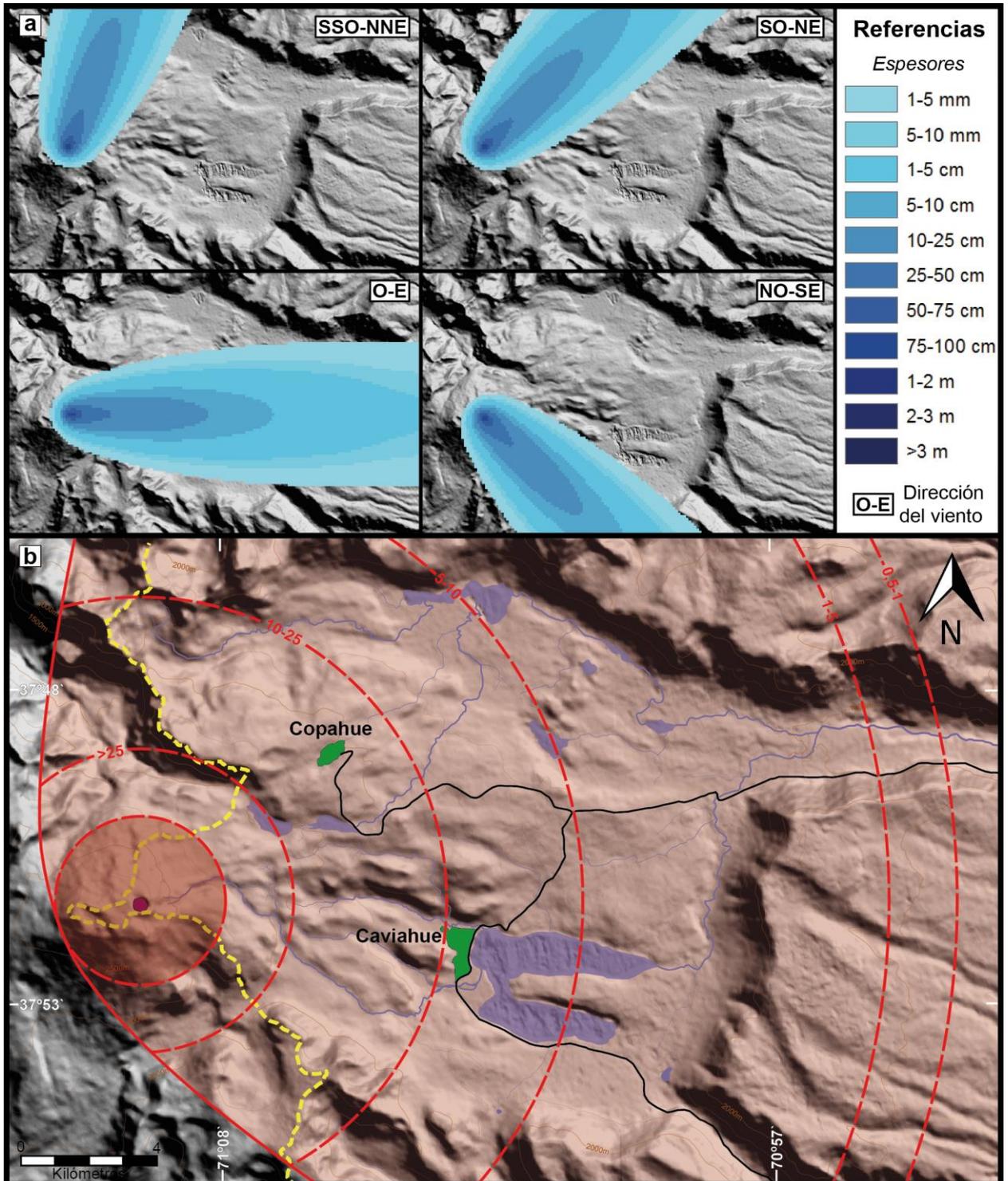


Figura 34: Mapa de dispersión de ceniza. a) Resultados de la simulación en VORIS 2.0.1 para los vientos principales en un escenario de VEI 2. b) Mapa integrado de dispersión de cenizas y proyección balística (Zona más oscura alrededor del cráter).

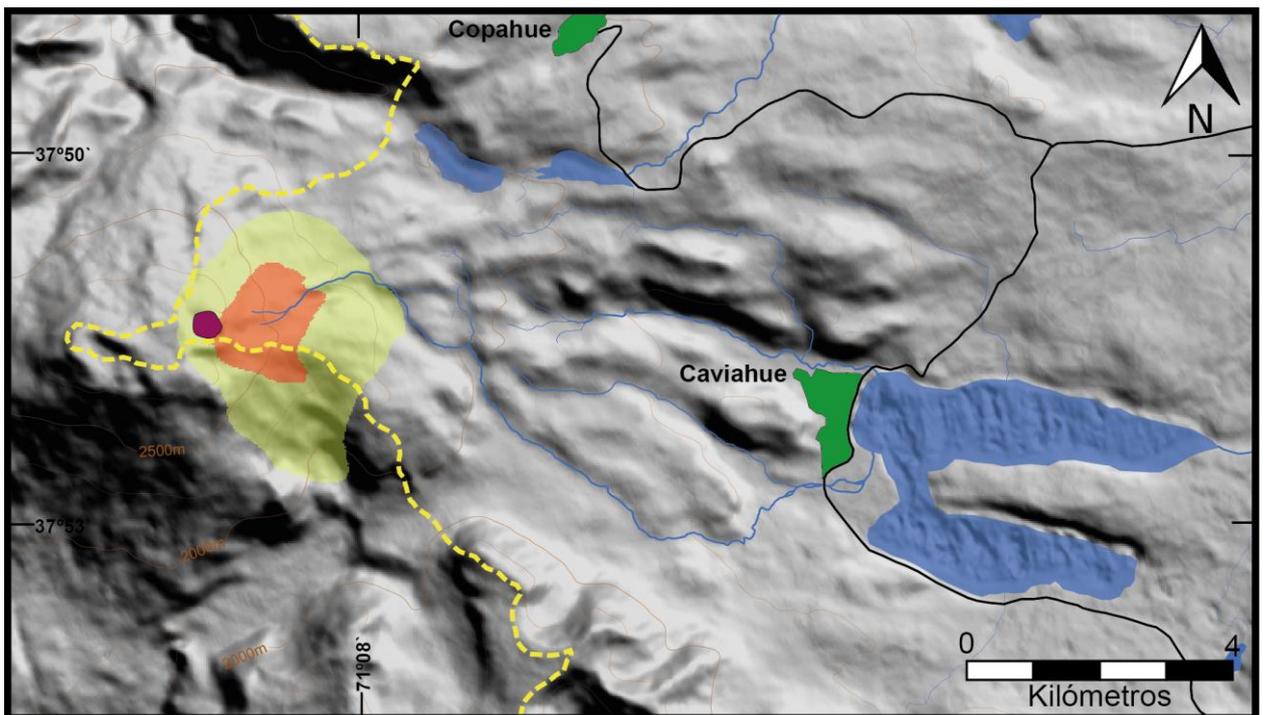


Figura 35: Mapa de Oleadas Piroclásticas generado a partir del modelado en VORIS 2.0.1 en un escenario similar al de erupciones históricas (En Rojo la zona de alta probabilidad de ser afectada y en Amarillo la zona de baja probabilidad de ser afectada).

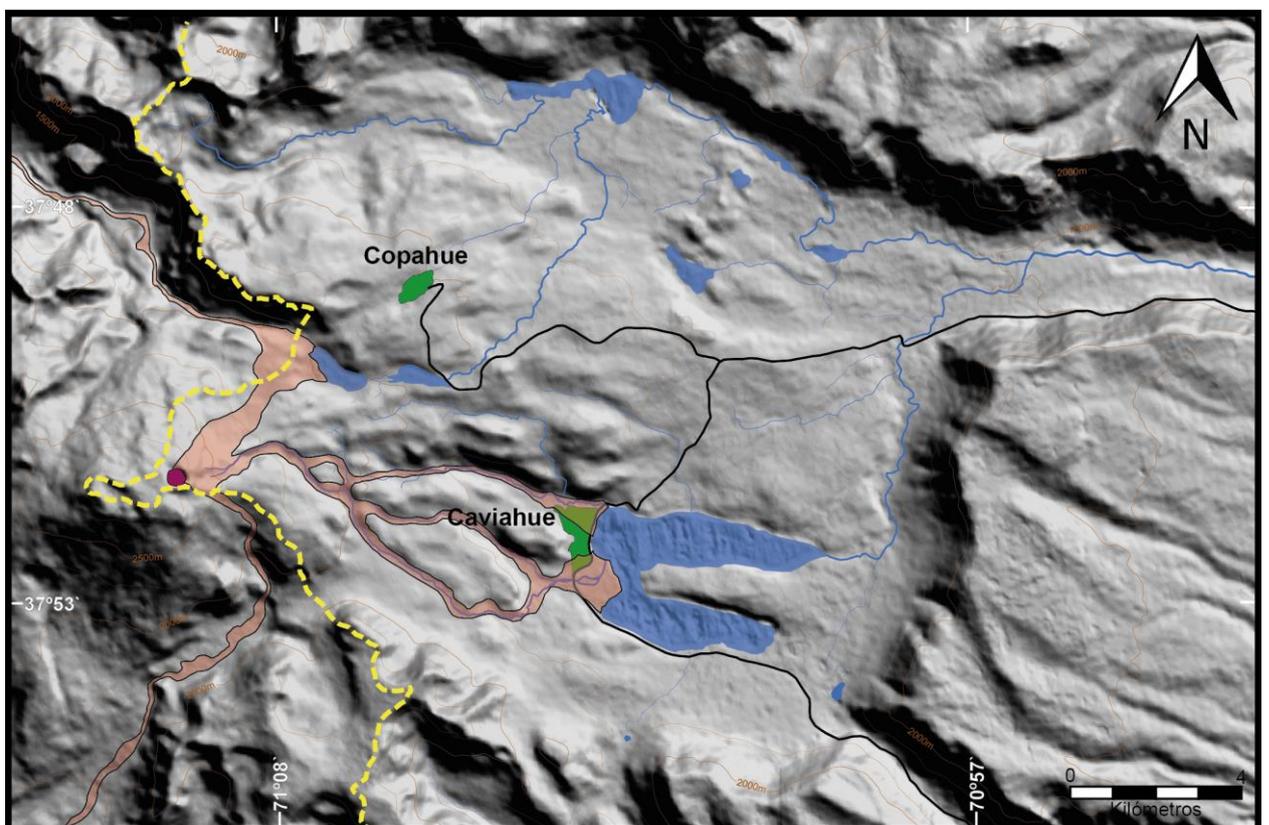


Figura 36: Mapa de peligrosidad por lahares (basado en un modelo de máxima pendiente).

El volcán Copahue no registra emisión de flujos de lava en erupciones históricas, por lo que de continuar los mecanismos eruptivos propuestos, no es esperable este tipo de fenómenos. Sin embargo, el aumento de la actividad magmática en los últimos eventos lleva a la necesidad de analizar dicha posibilidad. Teniendo en cuenta el registro de coladas holocenas, la emisión de las mismas muy probablemente se llevaría a cabo a partir de las fisuras en los flancos del edificio volcánico, encausándose en las redes de drenaje. En el caso de reactivarse la fisura ubicada en el flanco oriental, las coladas podrían dirigirse hacia el norte, tomando una senda similar a la colada holocena e incluso desviándose hacia las lagunas Las Mellizas (Fig. 37a). También podrían encausarse hacia el río Agrio o el río Dulce. En el caso extraordinario en que la emisión de lavas sea desde el cráter activo, las mismas se encausarían casi indefectiblemente en el río Agrio o en el río Lomín (Fig. 37b).

Un peligro derivado de la actividad volcánica es el colapso de parte del edificio volcánico. En este sentido, Varekamp *et al.* (2001) indican la posibilidad de ocurrencia de estos fenómenos debido al debilitamiento de la estructura causada por la generación de espacio en los procesos de disolución de roca en el sistema magmático-hidrotermal (20000-25000 m³/año), el cual es rellenado por sílice y azufre. A esto también le suman la influencia de las altas pendientes que presenta el edificio en algunos sectores y las fisuras observadas en los flancos. Este tipo de procesos son altamente peligrosos ya que, además del daño intrínseco que generan, pueden desencadenar importantes lahares y/o tsunamis, o la descompresión instantánea del sistema acompañada por una erupción de mayor magnitud.

Otro peligro indirecto propio del área de estudio es la posibilidad de un desbordamiento de la laguna más oriental de Las Mellizas. Esto puede darse, por ejemplo, por la entrada de un importante volumen de material, ya sea por deslizamientos o lahares, o por la fracturación de las paredes que contienen a las mismas durante eventos sísmicos. Si esto sucedería, un enorme volumen de agua podría ser liberada encausándose en los afluentes del río Dulce hasta desembocar en el mismo, afectando a gran parte de la localidad de Caviahue (Fig. 38). Esto podría estar acompañado a su vez por una enorme crecida en el arroyo Blanco, desembocando también en la cuenca del río Agrio, y generando problemas aguas abajo.

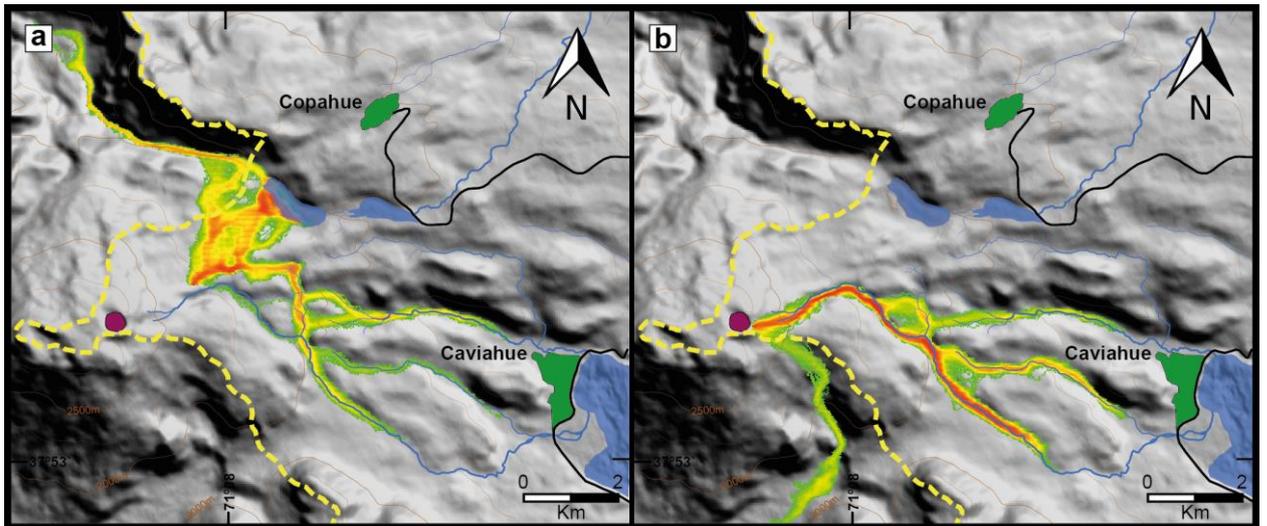


Figura 37: Mapa de Flujos de Lavas generado a partir del modelado en VORIS 2.0.1. a) Emisión a partir de la fisura ubicada en el flanco oriental. b) Emisión a partir del cráter activo.

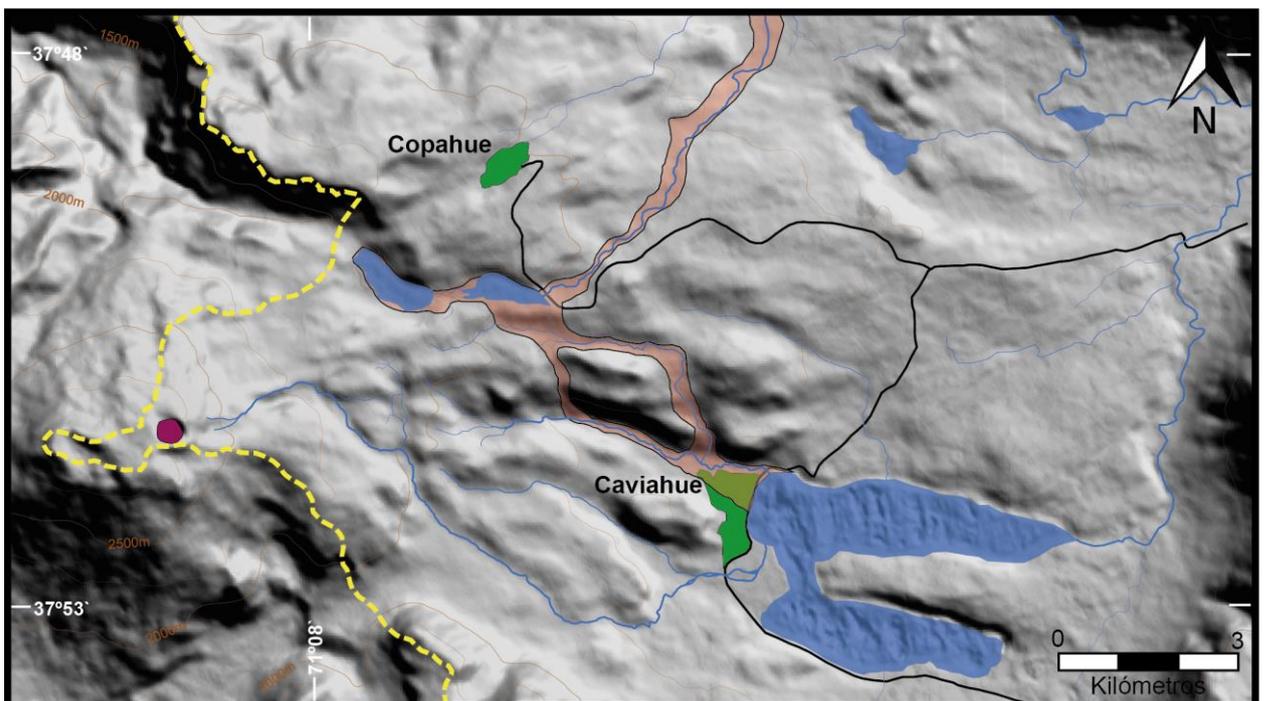


Figura 38: Mapa de inundaciones por desbordamiento de las lagunas Las Mellizas (basado en un modelo de máxima pendiente).

5. CONCLUSIONES

A partir de la caracterización y revisión de unidades y productos post-glaciares del flanco oriental del volcán Copahue, y del análisis de la peligrosidad basado en la simulación numérica de fenómenos volcánicos, se pudieron alcanzar las siguientes conclusiones:

- La colada de lava de Chanco-Co presenta características similares a las presentadas por otros autores para las lavas holocenas del volcán Copahue.

- El depósito ubicado al norte del lago Caviahue, originalmente descrito como producto de un flujo piroclástico, se reinterpreta como un depósito de origen lacustre con importante aporte de material volcanoclástico.

- El depósito volcanoclástico ubicado en el río Agrio Superior se interpreta como producto de los lahares generados en la erupción de 1992 (1995?), en concordancia con su descripción original.

- El análisis del material de caída y de proyección balística de las erupciones del 2000 y 2012 sustenta las características freatomagmáticas y magmáticas de las mismas.

- Teniendo en cuenta los mecanismos eruptivos interpretados y la consistencia en la geoquímica de los productos (recopilada en diversos trabajos), a corto y mediano plazo se esperan erupciones freáticas y freatomagmáticas que puedan evolucionar en meramente magmáticas de baja magnitud, con un grado de explosividad que no supere el VEI 2.

- Durante erupciones futuras las localidades de Caviahue y Copahue pueden verse afectadas por caída de tefra, con espesores de <10 cm y <25 cm respectivamente.

- No es esperable un radio de afectación mayor a 2,5 km para caída de bombas y bloques con proyección balística.

- Al área con mayor probabilidad de ser afectada por fenómenos de oleadas basales (base surge) no supera los 2 km, con un área de menor probabilidad de hasta 3 km.

- En caso de generarse lahares, estos se encausarían principalmente en los ríos Agrio Superior y Lomín, así como también en el río Dulce, y hacia el flanco norte, en dirección a la laguna Las Mellizas occidental y a las nacientes del arroyo Chanco-Co. En este escenario, el sector norte y sur de la localidad de Caviahue, incluyendo los puentes de acceso, podrían verse afectados.

- Si el aumento de la actividad magmática desencadenara la emisión de flujos de lava por la reactivación de la fisura ubicada en el flanco este, las coladas se dirigirían principalmente hacia el norte, de manera similar a la colada existente, pudiendo afectar a las lagunas Las Mellizas. Además podrían encausarse hacia el río Agrio o el río Dulce.

- Si la emisión de flujos de lava se llevara a cabo por medio del cráter activo actualmente, los mismos se encausarían en los ríos Agrio o Lomín.

- En caso de un desbordamiento de las lagunas Las Mellizas un enorme volumen de agua podría encausarse en los afluentes del río Dulce hasta desembocar en el mismo, afectando a gran parte de la localidad de Caviahue, y generar una enorme crecida en el arroyo Blanco.

6. AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer en primera instancia a mi director Alberto Caselli, por su importancia en esta etapa final de la carrera, no solo como mentor académico, sino como un verdadero amigo.

Agradezco a Romi Daga por ser fuente de consulta constante durante la elaboración de este trabajo, por facilitar la utilización del SEM, y sobre todo por la buena onda durante las instancias que hemos compartido. A Iván Vergara por la ayuda en el campo y en el laboratorio, y por la amistad que nos une.

Agradezco a la Universidad Nacional de Río Negro por darme la oportunidad de estudiar en mi ciudad la carrera que realmente quería. Sobre todo al plantel docente de Geología, ya que además de formarme académicamente, han sido compañeros de momentos inolvidables. En especial a Silvio Casadio por ser el motor en los primeros años de esta aventura que emprendimos todos juntos al iniciar una carrera nueva.

Agradezco a los amigos que me dio la universidad (Mariana, Luci, Darío, Tincho, Lucho, Yami, Javi, Fabio, Marco y Romi) por los grandes momentos y las experiencias compartidas a lo largo de estos seis años, principalmente a Maxi y Diego, con los que hemos transcurrido juntos de principio a fin este camino.

Agradezco a mis amigos de la vida, especialmente a Agu y Guilla, por todas esas noches de guitarra y charla, y porque a pesar del tiempo y la distancia sé que siempre están ahí.

Agradezco a Stefi por el amor, la compañía y el aguante diario, sobre todo en estos tiempos de locura de fin de carrera.

Finalmente, agradezco eternamente a mi familia por el apoyo constante e incondicional, especialmente a mis viejos por bancarme (en todo sentido) en estos años...

7. BIBLIOGRAFIA

Agusto, M.R. 2011. Estudio geoquímico de los fluidos volcánicos e hidrotermales del Complejo Volcánico Copahue Caviahue y su aplicación para tareas de seguimiento. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita), 291 p., Buenos Aires.

Agusto, M.R., Caselli, A.T. y dos Santos Afonso, M. 2011. Seguimiento geoquímico de las aguas ácidas del sistema volcán Copahue - río Agrío (neuquén): posible aplicación para la identificación de precursores eruptivos. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas: 10a, Neuquén.

Agusto, M.R., Tassi, F., Caselli, A.T., Vaselli, O. y dos Santos Afonso, M. 2012. Seguimiento geoquímico de las aguas ácidas del sistema volcán Copahue – Río Agrío: posible aplicación para la identificación de precursores eruptivos. Revista de la Asociación Geológica Argentina 69 (4): 481-495.

Agusto, M.R., Tassi, F., Caselli, A.T., Vaselli, O., Rouwet, D., Capaccioni, B., Caliro, S., Chiodini, G. y Darrah, T. 2013. Gas geochemistry of the magmatic-hydrothermal fluid reservoir in the Copahue–Caviahue Volcanic Complex (Argentina). Journal of Volcanology and Geothermal Research 257: 44-56.

Agusto, M.R., Dara, R., Caselli, A.T. y Ribeiro Guevara, S. 2014. Azufre piroclástico y evidencias de azufre líquido en la erupción del 2012 del volcán Copahue, Argentina. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas: S23-3, Córdoba.

ASTM (American Society for Testing and Materials). 2000. Standard test methods for moisture, ash, and organic matter of peat and other organic soils. Method D 2974-00. American Society for Testing and Materials, West Conshohocken.

Branney, M.J. y Kokelaar, P. 2002. Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites. Geological Society London, Memoir 27, 152 p., London.

Bermúdez, A.M. y Delpino, D.H. 1995. Mapa de los Peligros Potenciales en el área del Volcán Copahue Sector Argentino. Serie Mapas de Riesgo Geológico, Servicio Geológico Neuquino (inédito), Neuquén.

Bermúdez, A.M., Delpino, D.H. y López-Escobar, L. 2002. Caracterización geoquímica de lavas y piroclastos holocenos del volcán Copahue, incluyendo los originados en la erupción del año 2000. Comparación con otros volcanes de la Zona Volcánica Sur de los Andes. Actas del 15° Congreso Geológico Argentino: 377-382, El Calafate.

Bohm, M., Lüth, S., Echtler, H., Asch, G., Bataille, K., Bruhn, C., Rietbrock, A. y Wigger, P. 2002. The Southern Andes between 36 and 40°S latitude: seismicity and average seismic velocities. Tectonophysics 356: 275–289.

Bonadonna, C., Connor, C.B., Houghton, B.F., Connor, L., Byrne, M., Laing, A. y Hincks, T. 2005. Probabilistic modeling of tephra dispersion: hazard assessment of a multi-phase eruption at Tarawera, New Zealand. Journal of Geophysical Research 110, B03203.

Browne, P.R.L. y Lawless, J.V. 2001. Characteristics of hydrothermal eruptions, with examples from New Zealand and elsewhere. Earth-Science Reviews 52: 299–331.

Burns, W.M y Jordan, T. 1999. Extension in the Southern Andes as evidenced by an oligo-miocene age intraarc basin. Actas del 4° International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG): 115-118, Goettingen.

Carpinelli, A. 2000. Análisis estratigráfico, paleoambiental, estructural y modelo tectono-estratigráfico de la cuenca de Cura-Mallín, VIII y IX Región, Chile, Provincia de Neuquén, Argentina. Tesis de Maestría, Universidad de Concepción (inédito), 158 p., Concepción.

Cas, R.A.F., y Wright, J.V. 1987. Volcanic successions modern and ancient. A geological approach to process, products and successions. Unwin Hyman, 528 p., London.

- Caselli, A.T., Agosto M.R. y Fazio A. 2005. Cambios térmicos y geoquímicos del lago cratérico del volcán Copahue (Neuquén): posibles variaciones cíclicas del sistema volcánico. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 751-756, La Plata.
- Caselli, A.T., Dapeña, C., Agosto, M.R. y Delgado Huertas, A. 2006. Geothermal Copahue volcano system, Argentina. New stable isotope and geochemical data. 5° South American Symposium on Isotope Geology, Actas: 332-336, Punta del Este.
- Caselli, A.T., Velez, M.L. y Agosto, M.R. 2014a. Erupción del volcán Copahue del año 2012: Evolución e impacto social. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas: S23-11, Córdoba.
- Caselli, A.T., Daga, R., Albite, J.M., Agosto, M.R. y Ribeiro Guevara, S. 2014b. Caracterización del material eyectado en la erupción del volcán Copahue del año 2012. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas: S23-10, Córdoba.
- Caselli, A.T., Albite, J.M. y Vigide, N.C. 2014c. Redefinición de la Formación Las Mellizas, Complejo Volcánico Copahue-Caviahue. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas: S23-12, Córdoba.
- Caselli, A.T., Agosto, M.R., Velez, M.L., Forte, P., Bengoa, C., Daga, R., Albite, J.M. y Capaccioni, B. 2015a. The 2012 eruption. En: Vaselli, O., Tassi F., y Caselli A.T. (eds.) Copahue Volcano. Active volcanoes of the world, Springer-Verlag: 61-77, Berlín-Heidelberg.
- Caselli, A.T., Liccioli, C. y Tassi, F. 2015b. Risk Assessment and Mitigation at Copahue Volcano. En: Vaselli, O., Tassi F., y Caselli A.T. (eds.) Copahue Volcano. Active volcanoes of the world, Springer-Verlag: 239-254, Berlín-Heidelberg.
- Cecioni, A., Alfaro, G., Pincheira, M., Pineda, V., Arce, M., Cares, R., Reyes, M., Valenzuela, G., y Melnick, D. 2000. Elaboración de Mapas Zonificados de Peligrosidad Volcánica. INGENDESA S.A., Universidad de Concepción (inédito), 250 p., Concepción.
- Christenson, B.W., Reyes, A.G., Young, R., Moebis, A., Sherburn, S., Cole-Baker, J. y Britten, K. 2010. Cyclic processes and factors leading to phreatic eruption events: insights from the 25 September 2007 eruption through Ruapehu Crater Lake, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 191:15–32.
- Christie, M. 1988. Evaluación de los Vertebrados del Parque Provincial Copahue. Gobierno de la Provincia de Neuquén (inédito), Neuquén.
- Clapperton C. 1993. Quaternary Geology and Geomorphology of South America. Elsevier, 779 p., Amsterdam.
- Crandell, D.R. 1971. Postglacial lahars from Mount Rainier volcano, Washington. United States Geological Survey (USGS), Professional Paper 677, 75 p.
- Dellapé, D. y Pando, G. 1975. Relevamiento geológico de la cuenca geotérmica de Copahue. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Informe 524 (Inédito), Buenos Aires.
- Delpino, D.H. y Bermúdez, A.M. 1993. La actividad volcánica del volcán Copahue durante 1992. Erupción con emisión de azufre piroclástico. Provincia de Neuquén-Argentina. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 292–301, Mendoza.
- Delpino, D.H. y Bermúdez, A.M. 1994. Volcanismo Post-glacial en el volcán Copahue (37°45'S.) Sector argentino. Peligros potenciales asociados. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 260-264, Concepción.
- Delpino, D.H. y Bermúdez, A.M. 2002. La erupción del volcán Copahue del año 2000. Impacto social y al medio natural. Provincia del Neuquén, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas: 365-370, El Calafate.
- Ersoy, O. 2007. Analyse morphologique quantitative des cendres des dépôts pyroclastiques d'origine hydrovolcanique et magmatique. Tesis doctoral, Université Blaise Pascal-Clermont Ferrand II (inédito), 132 p., Aubière.

- Felpeto, A. 2002. Modelización física y simulación numérica de procesos eruptivos para la generación de mapas de peligrosidad volcánica. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid (inédito), 250 p., Madrid.
- Felpeto, A., Martí, J. y Ortiz, R. 2007. Automatic GIS-based system for volcanic hazard assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 166:106-116.
- Felpeto, A. 2009. VORIS: A GIS-based tool for volcanic hazard assessment, USER'S GUIDE. Observatorio Geofísico Central, IGN, 38 p., Barcelona.
- Folch, A., Costa, A. y Macedonio, G. 2009. FALL3D: a computational model for volcanic ash transport and deposition. *Computational Geosciences* 35 (6): 1334-1342.
- Folguera, A. y Ramos, V.A. 2000. Control estructural del volcán Copahue (38°S-71°O): implicancias tectónicas para el arco volcánico cuaternario (36-39°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55: 229-244.
- Folguera, A., Yagupsky, D., Zlotnik, S., Iaffa, D. y Melnick, D. 2001. Transtensión como mecanismo de transición entre estados de baja y alta partición de la deformación entre 37°S y 40°S en el Plioceno y Cuaternario. 11° Congreso Geológico Latinoamericano, Montevideo.
- Folguera, A., Ramos, V.A. y Melnick, D. 2003. Recurrencia en el desarrollo de cuencas de intra-arco. Cordillera Neuquina (37°30'). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58: 3-19.
- Folguera, A., Ramos, V.A., Hermanns, R.L. y Naranjo, J.A. 2004. Neotectonics in the foothills of the southernmost central Andes (37°-38°S): Evidence of strike-slip displacement along the Antañir-Copahue fault zone. *Tectonics* 23: 1-23.
- Folk, R.L. y Ward, W.C. 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27: 3-26.
- Forte, P.B., Bengoa, C. y Caselli, A.T. 2012. Análisis preliminar de la actividad sísmica del complejo volcánico Copahue-Caviahue mediante técnicas de array. 13° Congreso Geológico Chileno, Actas: 568-570, Antofagasta.
- Forte, P.B. y Caselli, A.T. 2014. Nuevos aportes para la caracterización geomorfológica del área del volcán Copahue. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas: T9-12, Córdoba.
- Fournier, R.O. 2006. Hydrothermal systems and volcano geochemistry. En Dzurisín, D. (ed.) *Volcano deformation*, Springer: 153-194, Berlín.
- 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.
- González Díaz, E.F. 2003. El englazamiento en la región de la caldera de Caviahue-Copahue (Neuquén): su reinterpretación. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (3): 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 (1): 72-87.
- González-Ferrán, O. 1994. *Volcanes de Chile*. Instituto Geográfico Militar, 640 p., Santiago.
- Groeber, P. 1921. La región de Copahue y su glaciación diluvial. *Revista de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos* 1 (3): 92-110.
- Groeber, P. y Perazzo, R. 1941. Captación y aprovechamiento de las aguas y fuentes de Copahue. Ministerio de Agricultura, Dirección de Parques Nacionales (inédito), Buenos Aires.
- GVP (Global Volcanism Program). 1992. Report on Copahue (Chile-Argentina). En McClelland, L. (ed.) *Bulletin of the Global Volcanism Network* 17 (7), Washington D.C.

- GVP (Global Volcanism Program). 2000. Report on Copahue (Chile-Argentina). En Wunderman, R. (ed.) Bulletin of the Global Volcanism Network 25 (6), Washington D.C.
- GVP (Global Volcanism Program). 2013. Report on Copahue (Chile-Argentina). En Wunderman, R. (ed.) Bulletin of the Global Volcanism Network, 38 (9), Washington D.C.
- Hervé, M. 1976. Estudio geológico de la falla Liquiñe-Reloncaví en el área de Liquiñe: antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). 1º Congreso Geológico Chileno, Actas: 39-56, Santiago.
- INDEC (Instituto Nacional de Estadística y Censos). 2010. Censo Nacional de Población, Hogares y Viviendas 2010. Censo del Bicentenario. Resultados definitivos, Serie B N°2, 375 p., Buenos Aires.
- Iverson, R. 1997. The Physics of Debris Flows. Reviews of Geophysics 35 (3): 245-296.
- Iverson, R., Schilling, S.P. y Vallance, J.W. 1998. Objective delineation of lahar-inundation hazard zones. Geological Society of American Bulletin 110: 972-984.
- Iverson, R. 2005. Debris-flow mechanics. En Jakob, M. y Hungr, O. (eds.) Debris Flow Hazards and Related Phenomena, Springer-Praxis: 105-134, Heidelberg.
- JICA (Japan International Cooperation Agency). 1992. The feasibility study on the Northern Neuquén Geothermal Development Project. Ente Provincial de Energía de la Provincia del Neuquén (inédito), 89 p., Neuquén.
- JICA (Japón International Corporation Agency). 1988. The feasibility study on the Northern Neuquén Geothermal Development Project (Progress Report) (inédito), 94 p., Neuquén.
- Jurío, R.L. 1977. Características geoquímicas de los fluidos termales de Copahue (Neuquén-Argentina). Principales implicancias geotérmicas. Apartado de la revista "Minería" N° 172, 11 p.
- Kilburn, C.R. 2000. Lava Flows and Flow Fields. En Sigurdsson, H. (ed.) Encyclopedia of Volcanoes, Academic Press: 291-305, San Diego.
- Kover, T.P. 1995. Application of a digital terrain model for the modeling of volcano flows: a tool for volcanic hazard determination. Tesis de maestría, State University of New York at Buffalo (inédito), 62 p., Buffalo.
- Lavenu, A. y Cembrano, J. 1999. Compressional and transpressional stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in forearc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). Journal of Structural Geology 21: 1669-1691.
- 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 (3): 240-247.
- Lowell, T.V., Heusser, C.J., Andersen, B.G., Moreno, P.I., Hauser, A., Heusser, L.E., Schlüchter, C., Marchant, D.R. y Denton, G.H. 1995. Interhemispheric correlation of late pleistocene glacial events. Science 269: 1541-1549.
- Lüth, S., Wigger, Peter., Araneda, M., Asch, G., Bataille, K., Bohm, M., Bruhn, C., Giese, P., Quezada, J. y Rietbrock, A. 2003. A crustal model along 39°S from a seismic refraction profile-ISSA 2000. Revista Geológica de Chile 30: 83-101.
- Malin, M.C. y Sheridan, M.F. 1982. Computer-assisted mapping of pyroclastic surges. Science 217: 637-639.
- Martín, C., Pires, A. y Castro, M. 1988. Plan General de Manejo del Parque Provincial Copahue, Gobierno de la Provincia de Neuquén (Inédito), 105 p., Neuquén.
- Martini, M., Bermúdez, A., Delpino, D. y Giannini, L. 1997. The thermal manifestations of Copahue volcano area. Neuquén, Argentina. 8º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 352-356, Antofagasta.

- Mas, L.C., Mas, G.R., Bengochea, L. 2000. Heatflow of Copahue geothermal field, its relation with tectonic scheme. En Proceedings of World Geothermal Congress: 1419-1424, Tohoku.
- Mazzoni, M.M. y Licitra, D. 2000. Significado estratigráfico y volcanológico de ignimbritas neógenas con composición intermedia en la zona del lago Caviahue, Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 55 (3): 188-200.
- McManus, J. 1988. Grain size determination and interpretation. En Tucker, M. (ed.) Techniques in Sedimentology, Blackwell: 63-85, Oxford,
- Melnick, D. 2000. Geometría y estructuras de la parte norte de la zona de falla de Liquiñe-Ofqui (38°S): interpretación de sensores remotos. 9° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 796-799, Puerto Varas.
- Melnick, D. y Folguera, A. 2001. Geología del complejo volcánico Copahue-Caldera del Agrio, un sistema transtensional activo desde el Plioceno en la transición de los Andes Patagónicos a los Andes Centrales (38°S-71°O). 9° Congreso Geológico Latinoamericano, Montevideo.
- Melnick, D., Folguera, A., Rosenau, M., Echlter, H. y Potent, S. 2002. Tectonics from the Northern segment of the Liquiñe-Ofqui fault system (37°-39°S), Patagonian Andes. 5° International Symposium of Andean Geodynamics, Actas extendidas: 413-417, Toulouse.
- Melnick D., Folguera A. y Ramos V.A. 2006. Structural control on arc volcanism: the Copahue-Agrio complex, South-Central Andes (37°50'S). Journal of South American Earth Sciences 22: 66-88.
- Mermoz, M. y Martín, C. 1988. Mapa de Vegetación y Evaluación del Estado de Conservación, Gobierno de la Provincia de Neuquén (Inédito), Neuquén.
- 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.
- Muñoz, J., Stern, C., Bermúdez, A., Delpino, D., Dobbs, M.F. y Frey, F.A. 1989. El vulcanismo Plio-Cuaternario a través de los 34°-39° de los Andes. Revista de la Asociación Geológica Argentina 44: 270-286.
- Murcia, H.G., Borrero, C.A., Pardo, N., Alvarado, G.E., Arnosio, M. y Scolamacchia, T. 2013. Depósitos volcánico-clásticos: Términos y conceptos para una clasificación en español. Revista Geológica de América Central 48: 15-39.
- Naranjo, J.A, Moreno, H., Polanco, E. y Young, S. 2000. Mapa de peligros de los volcanes del Alto Biobio. Regiones del BioBio y de la Araucanía. Documento de trabajo N °15. Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile.
- Naranjo, J.A. y Polanco, E. 2004. The 2000 AD eruption of Copahue Volcano, Southern Andes. Revista Geológica de Chile 31: 279-292.
- Newhall, G. y Self, S. 1982. The volcanic explosivity index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism. Journal of Geophysical Research 87 (C2): 1231-1238.
- Niemeyer, H. Y Muñoz, J. 1983. Hoja Laguna de La Laja, Región del Bío-Bío, escala 1:250.000, Servicio Nacional de Geología y Minería, 52 p., Santiago.
- Ouimette, A.P. 2000, Hydrothermal processes at an active volcano, Copahue, Argentina. Tesis de maestría, Wesleyan University (inédito), 220 p., Middletown.
- Panarello, H.O. 2002. Características isotópicas y termodinámicas de reservorio del campo geotérmico Copahue-Caviahue, provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 57 (2): 182-194.
- Panarello, H.O., Levin, M., Albero, M.C., Sierra, J.L. y Gingins, M.O. 1988. Isotopic and geochemical study of the vapour dominated geothermal field of Copahue (Neuquén, Argentina). Revista Brasileira de Geofísica 5 (2): 275-282.

- 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.
- Petit-Breuilh M.E., 1996. Cronología eruptiva histórica de los volcanes Planchón-Peteroa, Copahue, Andes del Sur. Proyecto de Riesgo Volcánico, Servicio Nacional de Geología, Minería (Inédito). 45 p., Santiago.
- Petrinovic, I.A. 2008. Variaciones en el régimen de flujo en depósitos de oleadas piroclásticas del volcán Copahue, Neuquén. 17º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 1379-1380, Jujuy.
- Petrinovic, I.A., D'Elia, L., Páez, G. Balbis, C., Guzmán, S., Villarosa, G. y Carniel, R. 2014a. Depósito de corriente piroclástica reciente (1963-64 AD? - 1976 AD?) del volcán Copahue (I): evidencias geológicas de campo y edad radiocarbónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71 (1): 139-142.
- Petrinovic, I.A., Villarosa, G., D'Elia, L., Guzmán, S.P., Páez, G.N, Outes, V., Manzoni, C., Delménico, A., Balbis, C., Carniel, R. y Hernando, I.R. 2014b. La erupción del 22 de diciembre de 2012 del volcán Copahue, Neuquén, Argentina: Caracterización del ciclo eruptivo y sus productos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71 (2): 161-173.
- Polanco, E., Naranjo, J.A., Young, S. y Moreno, H. 2000. Volcanismo Explosivo Holoceno en la Cuenca del Alto Biobío, Andes del Sur (37°45' -38°30'S). 9º Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 59-61, Puerto Varas.
- Polanco, E. 2003. Evolución del volcán Copahue (37° 45 S) Andes del Sur. Tesis de Maestría, Universidad Autónoma de México (inédito), 103 p., México D.F.
- Radic, J.P, Rojas, L., Carpinelli, A. y Zurita, E. 2002. Evolución tectónica de la cuenca terciaria de Cura-Mallín, región cordillerana chileno argentina (36°30'-39°00'S). 15º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 233-237, El Calafate.
- Ramos, V.A. y Folguera, A. 1999. The Andes of Neuquén (36°-38°S): Evidence of Cenozoic transtension along the arc. 4º Andean Geodynamic Symposium, Extended Abstracts: 606-609, Göttingen.
- Rojas Vera, E., Folguera, A., Spagnuolo, M., Gimenez, M., Ruiz, F., Martinez, P. y Ramos, V.A. 2009. La neotectónica del arco volcánico a la latitud del volcán Copahue (38°S), andes de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (1): 204-214.
- Rosenau, M., Melnick, D. y Echlter, H. 2006. Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the Southern Andes between 38°S and 42°S latitude. *Tectonics* 25 (TC4013).
- Rouwet, D. y Morrisey, M. 2015. Mechanisms of Crater Lake Breaching Eruptions. En Rouwet, D., Christenson, B., Tassi, F. y Vandemeulebrouck, J. (eds.) *Volcanic Lakes*, Springer-Verlag: 73-91, Berlín-Heidelberg.
- Sierra, J., D'Amore, F., Panarello, H. y Pedro, G. 1992. Reservoir characteristics of the vapour dominated geothermal field of Copahue, Neuquén, Argentina, as established by isotopic and geochemical techniques. *Geothermal Investigations with Isotope and Geochemical Techniques in Latin America. Proceeding of a meeting on Nuclear Techniques in Geothermal Resources Investigation. International Atomic Energy Agency (IAEA) Technical Document 641 (inédito), 1330 p., San José.*
- Simkin, T. y Siebert, L. 1994. *Volcanoes of the World: A Regional Directory, Gazetteer, and Chronology of Volcanism During the Last 10,000 Years (Second Edition)*, Smithsonian Institution and Geoscience Press, 349 p., Washington D.C. - Tucson.
- Sommer, C.A., Caselli, A.T., Augusto, M., Daga, R., Albite J.M., Arce, L.M., Villa, S. y Báez, A.D. 2015. Characterization of the ejected material during the 2012-2014 eruptive cycle of the Copahue Volcano. 6º simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados: 88, Sao Pablo.
- Sruoga, P. y Consoli, V. 2004. Evolución volcanológica y geoquímica del volcán Copahue. Informe SEGEMAR (inédito), 35 p., Buenos Aires.

- Sruoga, P. y Consoli, V. 2011a. El Volcán Copahue. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.) Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino: 613-620, Neuquén.
- Sruoga, P. y Consoli, V. 2011b. Nueva edad Ar/Ar para la Formación Las Mellizas. Implicancias en la evolución del complejo Caviahue-Copahue (37° 51'S, 71° 09'O), Provincia de Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas: 10a, Neuquén.
- Suárez, M. y Emparán, C. 1997. Hoja Curacautín, Regiones de la Araucanía y del Bío Bío, escala 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, Carta Geológica de Chile 71(1), 105 p., Santiago.
- Takano, B., Saitoh, H. y Takano, E. 1994. Geochemical implications of subaqueous molten sulfur at Yugama crater lake, Kusatsu-Shirane volcano, Japan. *Geochemical Journal* 28: 199-216.
- Tassi, F., Caselli A., Vaselli, O., Agosto, M. y Capecchiacci, F. 2007. Downstream composition of acidic volcanic waters discharged from Copahue crater lake (Argentina): the chemical evolution of Rio Agrio watershed. *Federazione Italiana della Scienze della Terra. Actas*: 123-124.
- Tilling, R.I. 1989. Volcanic hazards and their mitigation: progress and problems. *Reviews of Geophysics* 27 (2): 237-269.
- Tilling, R.I. 2008. The critical role of volcano monitoring in risk reduction. *Advances in Geosciences* 14: 3-11.
- Vallance, J.W. 2000. Lahars. En Sigurdsson, H. (ed.) *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press: 601-616, San Diego.
- Varekamp, J.C., Pasternack, G.B., y Rowe, G.L. 2000. Volcanic lake systematics II. Chemical constraints. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 97: 161-179.
- Varekamp, J.C., Ouimette, A., Herman, S., Bermúdez, A. y Delpino, D. 2001. Hydrothermal element fluxes from Copahue, Argentina: a "beehive" volcano in turmoil. *Geology* 29: 1059-1062.
- Varekamp, J.C., Ouimette, A., y Kreulen, R. 2004. The magmato-hydrothermal system of Copahue volcano, Argentina. En Wanty, R.B., y Seal, R.R. (eds.) *Proceedings of the 11th Water Rock Interaction Symposium*, Balkema Publishers 1: 215-218, Leiden.
- Varekamp, J.C., Maarten deMoor, J., Merrill, M.D., Colvin, A.S., Goss, A.R., Vroon, P.Z. y Hilton, D.R. 2006. The geochemistry and isotopic characteristics of the Caviahue-Copahue volcanic complex, Province of Neuquén, Argentina. *Geological Society of America, Special Paper* 407: 317-342.
- Varekamp, J.C., Ouimette, A.P., Herman, S.W., Flynn, K.S., Bermudez, A. y Delpino, D. 2009. Naturally acid waters from Copahue volcano, Argentina. *Applied Geochemistry* 24: 208-220.
- Velez, M.L., Euillades, P.A, Blanco, M.H., Euillades, L. y Caselli, A.T. 2014. Deformación asociada al ciclo eruptivo 2012 del volcán Copahue, Neuquén. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas: S23-31, Córdoba.
- Wilson, C.J.N. y Houghton, B.F. 2000. Pyroclast Transport and Deposition. En Sigurdsson, H. (ed.) *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press: 545-554, San Diego.
- White J.D.L., Houghton B.F. 2006. Primary volcanoclastic rocks. *Geology* 34: 677-680.
- Wohletz, K.H. 1983. Mechanisms of hydrovolcanic pyroclast formation: size, scanning electron microscopy, and experimental studies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 17: 31-63.
- Wholetz, K.H. 1993. Hidrovolcanismo. En Martí, J. y Araña, V. (eds.) *La Volcanología Actual*, Consejo Superior de Investigaciones Científicas: 99-195, Madrid.