

Artículos

Los volcanes de la Puna Austral

* **Silvina Guzmán** y ** **Carolina Montero**

* IBIGEO-CONICET. Museo y Facultad de Ciencias Naturales-UNSa.

* IBIGEO-CONICET. Museo Ciencias Naturales-UNSa.

La Puna es una provincia geológica que comprende el sector occidental de las provincias de Jujuy, Salta y Catamarca y está caracterizada por un nivel de base superior a 3.500 msnm, por un sistema de drenaje cerrado con el desarrollo de salares y lagunas y por la presencia de numerosos volcanes. Aunque en la Puna abundan los volcanes, no mucha gente está al tanto de su presencia, debido a que para el imaginario común la cercanía de un volcán implica vulnerabilidad, peligro. Esto es cierto siempre y cuando los volcanes sean activos y se encuentren cercanos a un área poblada. Un volcán activo es aquel que tiene potencial de presentar algún tipo de actividad en un futuro cercano; esta actividad puede ser explosiva (una erupción en donde el magma se transforma en fragmentos por la presión ejercida por los gases a medida que el mismo sale del conducto), efusiva (la salida no explosiva del magma a la superficie, el ejemplo más típico sería el de una lava) o simplemente puede ser la emisión de gases a alta temperatura (fumarolas). También otros indicadores son la presencia de actividad hidrotermal y sismicidad asociadas al volcán e incluso manifestaciones que no son perceptibles sin el monitoreo del volcán. En particular, la sismicidad originada por la actividad de un volcán es debida al ascenso de magma y a su interacción con las rocas que atraviesa en su camino hacia la superficie, las ondas sísmicas así generadas están restringidas arealmente a las cercanías del volcán, se presentan en forma de eventos sísmicos peculiares, que necesitan análisis de tipo específico y también de una vibración continua que se denomina "tremor volcánico". Esta sismicidad no es de gran escala en comparación con los sismos producidos por la liberación de energía durante el movimiento de las placas tectónicas.

El estudio combinado de volcanes activos e inactivos permite conocer cuáles son los tiempos de reposo (o inactividad) que tienen los volcanes.

En la mayoría de los casos (conos de escoria, estratovolcanes, etc.) se considera que un volcán es activo cuando ha tenido alguna manifestación de actividad durante el Holoceno (últimos 10.000 años) y que es históricamente activo cuando ha tenido actividad en los tiempos de nuestra civilización. Este

último concepto está supeditado a la capacidad de observación de las personas y de registro histórico e incluso en sectores no poblados la actividad de un volcán podría pasar desapercibida (actualmente eso no ocurre gracias a la presencia de satélites). Por otra parte, existen los denominados supervolcanes o calderas que están relacionados a grandes cuerpos de magma (generalmente mayores a 10 km^3) por lo que pueden tener períodos más prolongados de inactividad.

¿QUÉ ES UN VOLCÁN?

Generalmente denominamos volcán a la morfología generada como resultado de la salida al exterior de material rocoso fundido (magma). La mayoría de los volcanes está constituido por una **cámara magmática** (lugar donde se acumula el magma), un **conducto** a través del cual asciende el magma y un **centro de emisión** a partir del cual el magma es extruido a la superficie de la tierra. Finalmente, la acumulación de los productos volcánicos conduce a la construcción de un **edificio volcánico** (Figura 1).

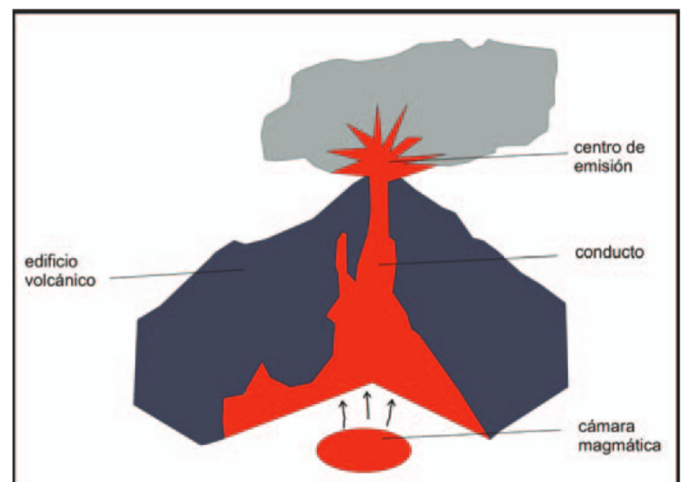
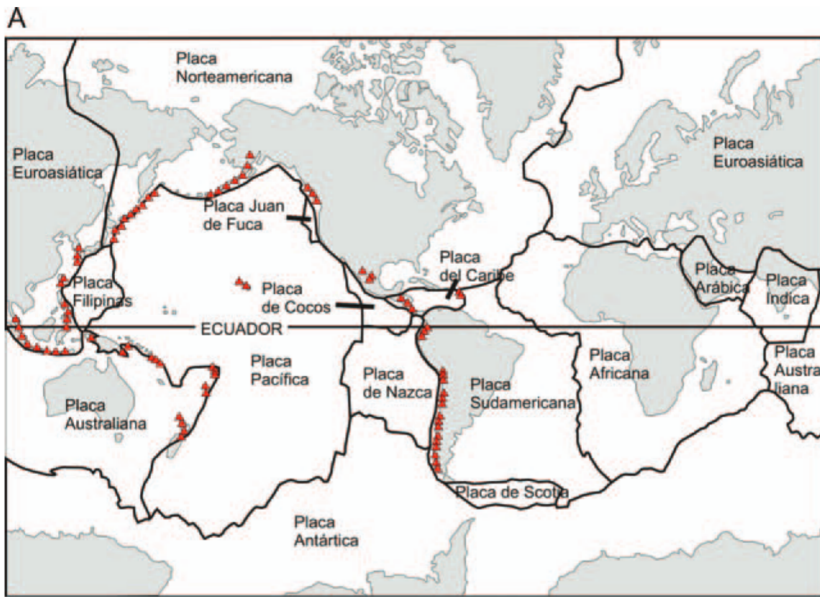


Figura 1. Esquema de las partes de un volcán



B

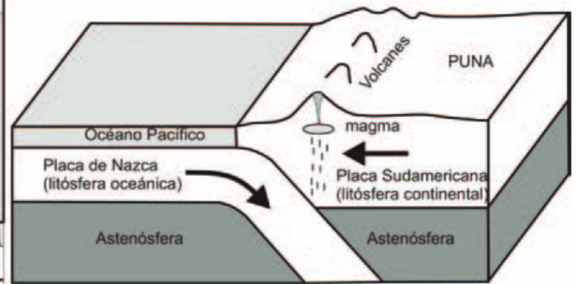


Figura 2. A. Mapa de la tectónica de placas donde se observa el Cinturón de Fuego del Pacífico; B. Relación de convergencia entre las placas

UBICACIÓN DE LOS VOLCANES

La localización de los volcanes en nuestro planeta no es azarosa, sino que responde a la dinámica del mismo y está íntimamente relacionada con la tectónica de placas. La mayor parte de los volcanes se ubica a lo largo de los bordes de las placas tectónicas (Figura 2A), aunque también pueden presentarse en el interior de las placas, en cuyo caso el volcanismo se denomina de intraplaca. Uno de los casos en que se produce magma con mayor facilidad es aquel en el cual una placa (oceánica o continental) subduce bajo otra. Por este motivo la mayor parte del volcanismo se ubica en lo que se conoce como Cinturón de Fuego del Pacífico, donde las placas oceánicas subducen bajo placas continentales y oceánicas; de esta manera, al sumergirse una placa en un manto más caliente que la corteza, ésta comienza a fundirse y se produce el ascenso de los magmas así generados (Figura 2B).

En el caso de nuestro continente, la mayor parte del magmatismo se ubica en el borde oeste de la placa Sudamericana y esto es una respuesta de la subducción de las placas de Nazca y Antártica bajo la Sudamericana.

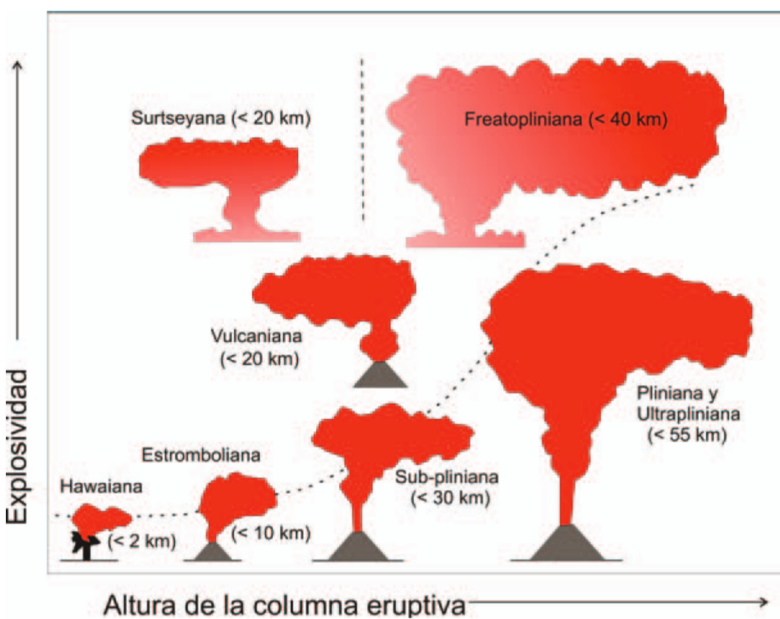


Figura 3. Estilos eruptivos (tomado de Cas y Wright, 1987)

TIPOS DE VOLCANES

Las erupciones se diferencian en base a su explosividad (la cual está íntimamente relacionada a la cantidad de gases disueltos en el magma -volátiles: agua, dióxido de carbono, etc.-, su viscosidad, composición, temperatura, densidad y geometría del conducto) y a la altura de la columna eruptiva. Los tipos de erupciones más conocidas son hawaianas, estrombolianas, vulcanianas, plinianas, surtseyanas y freatoplinianas (Figura 3), cuyos nombres vienen dados por los estilos eruptivos más frecuentes de ciertos volcanes, así responden a los volcanes de Hawaii (EEUU), Stromboli (Italia), Vulcano (Italia), Surtsey (Islandia).

CONOS DE ESCORIA O DE CENIZAS

Son el tipo más común de edificios volcánicos, tienen forma de cono y son de tamaño pequeño. Comúnmente ocurren en grupos (campos monogenéticos) que alcanzan hasta cientos de centros eruptivos. En ciertos casos el centro principal migra durante el crecimiento de los conos de escoria a lo largo de una falla, por lo que muchos conos pueden ser activos a lo largo de una fisura. Típicamente su diámetro basal (W_0) varía entre 0,25 y 2,5 km, mientras que su altura (H_0) suele ser $0,18 \times W_0$ y su ángulo de reposo de 33° (para conos que no han sido erosionados). Los conos son aproximadamente circulares vistos desde arriba. La construcción del edificio volcánico se produce como resultado de la actividad eruptiva. Para que se produzca la actividad eruptiva es necesario que la presión del magma sea superior a la presión litoestática (presión ejercida por las rocas y materiales que se encuentran por encima de la cámara magmática o conducto). Típicamente las erupciones que generan conos de escoria son de tipo estromboliano o hawaiiano. Durante la erupción se genera una pequeña columna eruptiva a partir de la cual caen trozos de magma fragmentado (escorias) que se van acumulando en las laderas del volcán en construcción, estas partículas pueden luego rodar por las paredes inestables del volcán o incluso, cuando el peso de los fragmentos acumulados supera la resistencia a fluir, se producen deslizamientos y/o avalanchas. Se pueden generar columnas eruptivas de pocos metros de altura, las que contienen partículas de tamaños variables provenientes de

la fragmentación del magma. Las partículas más pequeñas se denominan cenizas y pueden quedar en suspensión e incluso ser transportadas por los vientos (Tabla 1). Otros fragmentos mayores (bombas) describen una trayectoria balística directamente desde el conducto (Tabla 1). Es común que en etapas de más calma dentro de la actividad eruptiva

COMPONENTE	TAMAÑO DE GRANO	DEPOSITO NO CONSOLIDADO
Bomba (forma fluidal)	>64 mm	Aglomerado (bombas) o brechas
Bomba (forma angular)		piroclásticas
Lapili	64-2 mm	Capa de lapili
Ceniza gruesa	2-1/16 mm	Capa de ceniza
Ceniza fina	< 1/16 mm (0,0625mm)	Capa de ceniza

Tabla 1. Clasificación de los componentes piroclásticos en función del tamaño.

se produzca la efusión de lavas. Las erupciones se producen en un rango de pocos días a pocos años.

Algunos ejemplos en la Puna Austral son los volcanes de El Jote (Antofagasta de la Sierra, Catamarca) que comprenden a varios edificios volcánicos los cuales emitieron sus productos a la superficie hace 3,2 Ma (Risse et al., 2008). Otros ejemplos son El Negro de Antofagasta (Antofagasta de la Sierra, Catamarca) y Los Gemelos (La Poma, Salta) de 35.000-50.000 años (Guzmán y Petrinovic, 2005) (Figura 5).



Figura 5. Volcanes Los Gemelos (La Poma, Salta). La barra representa 1 km.

MAARES

Son cráteres en forma de cuenco que generan depresiones de entre 10 y 500 m de profundidad con respecto a la superficie pre-eruptiva, sus diámetros varían entre 0,2 a 3 km. Se originan por erupciones explosivas cuando el magma entra en contacto con el agua subterránea o superficial (erupciones freatomagmáticas). Algunos ejemplos en la Puna Austral se encuentran en las áreas de Galán (Figura 6), Pasto Ventura y Cerro Blanco.

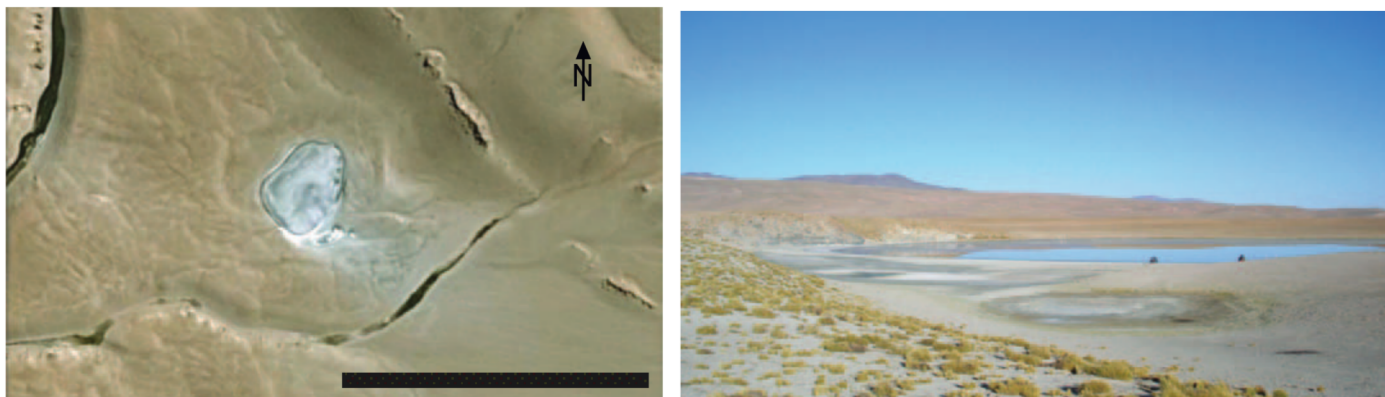


Figura 6. Maar en el área de Cerro Galán (Salta-Catamarca). La barra representa 1km.

DOMOS DE LAVA

Los domos son cuerpos subvolcánicos de forma globosa que se forman en el conducto sin llegar a la superficie (Llambías, 2009), aunque en algunos casos el magma alcanza la superficie formando domos exógenos. Se construyen a medida que el magma viscoso se enfría rápidamente, sus diámetros oscilan entre pocos metros a varios kilómetros y su altura varía desde unos pocos metros a más de 1 km. Pueden ser circulares, elípticos o irregulares. Existen muchos ejemplos históricos de crecimiento de domos y también de un consiguiente colapso, en cuyo caso se producen erupciones explosivas que pueden ser altamente peligrosas. Las velocidades de crecimiento de los domos pueden ser muy altas, por ejemplo, el domo Santiaguito en el volcán Santa María (Guatemala) creció 500 m de altura y alcanzó un diámetro de 1.200 m en solo dos años (Hall, 1987). En muchos casos los domos

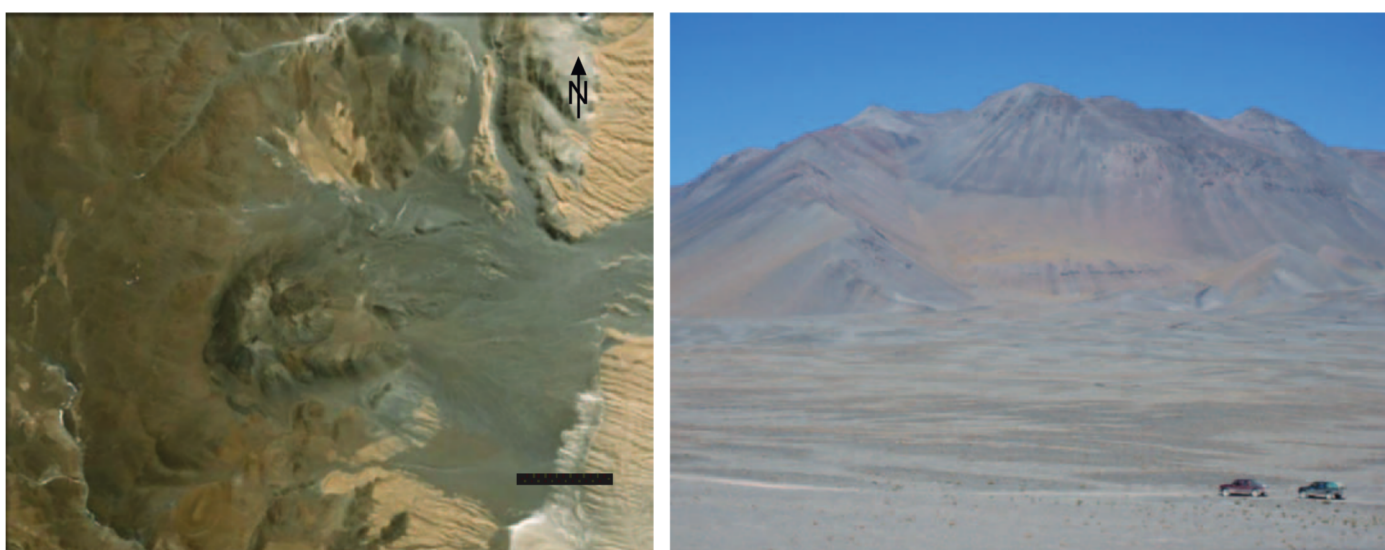


Figura 7. Domo Cueros de Purulla (Antofagasta de la Sierra, Catamarca). La barra representa 2 km.

se encuentran asociados a sectores cuspidales de estratovolcanes o a los bordes o centros de calderas. La Puna Austral cuenta con centenares de domos, entre ellos destacan el de Cerro Blanco (Antofagasta de la Sierra, Catamarca) con 4.654 msnm, una altura máxima aproximada de 500 m y una edad de 0,15 Ma (Seggiaro et al., 2000), el de Cerro Cueros de Purulla (Antofagasta de la Sierra, Catamarca, ver Figura 7) del Pleistoceno (~ 1,8 – 0,7 Ma, Seggiaro et al., 2000) con 4.888 msnm, y el domo central del Cerro Galán (Salta-Catamarca) de 5.877 msnm de elevación, una altura estimada de 1.000 m y una edad de aproximadamente 2,5 Ma (Sparks et al., 1985). Este domo está asociado a la caldera de Cerro Galán y representa un evento de resurgencia (ver en la sección de calderas).

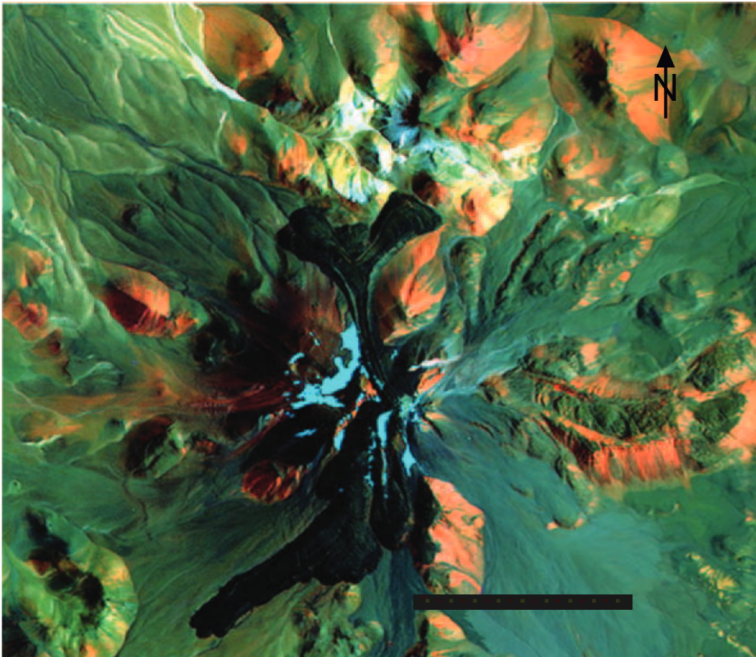


Figura 8. Volcán Llullaillaco (Los Andes, Salta – Chile) . La barra representa 5 km.

ESTRATOVOLCANES

Son edificios volcánicos de forma generalmente cónica y de pendientes fuertes (15 a 33°) que se construyen a partir de erupciones que se desarrollan en un período de tiempo largo, de miles a millones de años. Las erupciones pueden ser de distinto tipo, tanto efusivas (dando lugar a flujos de lavas) como explosivas (generando depósitos de flujos piroclásticos*). Su altura desde la base puede alcanzar hasta 5 km y su diámetro basal hasta 80 km. Las erupciones en estratovolcanes son muy variables en estilo, duración y frecuencia. Muchos estratovolcanes tienen otros volcanes subsidiarios, de menor tamaño, que crecen en sus flancos. Además, es común la presencia de un lago rellenando la depresión del cráter principal y algunos volcanes activos poseen lagos de lava. En la Puna Austral uno de los ejemplos más conocidos es el volcán Llullaillaco (Los Andes, Salta-Chile) de 6.739 msnm de elevación (Figura 8), ya que aquí se ha descubierto el santuario de altura más elevado del mundo, del que provienen las momias expuestas en el MAAM (Museo de Arqueología de Alta Montaña). En algunos informes se ha considerado como un volcán históricamente activo, con erupciones que se habrían producido en los años 1877, 1854, 1868. Este estratovolcán ha sido construido por sucesivas erupciones con emisiones de lavas, depósitos piroclásticos, avalanchas volcánicas, domos, etc. Otros ejemplos son el volcán San Francisco (Tinogasta, Catamarca- Chile) con una altura de 6.024 msnm y una edad de 1,2 Ma (Mpodozis et al., 1996), y el volcán El Peinado (Antofagasta de la Sierra, Catamarca), con 5.830 msnm de elevación y una edad de 0,2 Ma (Kraemer et al., 1999).

* Flujo piroclástico: flujos de una masa gaseosa caliente que contiene abundantes fragmentos de vidrio volcánico, cristales rotos, trozos de rocas y de pómez (Llambías, 2009).

CALDERAS DE COLAPSO

Normalmente están ligadas a la presencia de grandes cámaras magmáticas en niveles someros de la corteza terrestre. Las calderas pueden diferenciarse en base a su génesis como de *overpressure* (sobrepresión) y *underpressure* (bajopresión). Las calderas de la Puna suelen ser del tipo *overpressure*, por lo que describiremos el mecanismo de formación de este tipo de calderas de colapso. Cuando la sobrepresión ejercida por los gases contenidos en el magma aumenta puede producirse una elevación en la superficie (tumescencia) que finalmente conducirá a la formación de fracturas en la superficie que al alcanzar la cámara magmática favorecen una súbita descompresión del magma, su fragmentación dentro de la cámara magmática y finalmente su salida violenta a superficie. En esta etapa se genera el colapso de la caldera y la extrusión de grandes volúmenes de magma (generalmente mayores a 100 km^3). Los depósitos de origen volcánico se distribuyen en torno a la depresión central (depósitos extracaldera) y suelen cubrir la antigua topografía aplanando el relieve. Una gran parte del material extruido cae en la depresión generada por el vaciamiento parcial y/o total de la cámara magmática, denominándose depósitos intracaldera. El resultado final es una depresión generalmente de dimensiones kilométricas que por eventos posteriores -tanto magmáticos como tectónicos- puede elevarse (resurgencia). En la Puna Austral existen al menos tres grandes calderas;

a) Cerro Galán (Salta-Catamarca), con diámetros de 35 km y 20 km (Sparks et al., 1985) es una de las más grandes en el mundo, con un volumen estimado mayor a 500 km^3 . Esta caldera tuvo actividad entre 7 y 2 Ma (Sparks et al., 1985).

b) Luingo (Salta-Catamarca) tiene diámetros de 19 km y 13 km, un volumen de 135 km^3 y su edad es de 13-12 Ma (Guzmán y Petrinovic, 2010).

c) Cerro Blanco (Antofagasta de la Sierra, Catamarca) consiste de tres estructuras de caldera anidadas, con un diámetro conjunto de aproximadamente 15 km (Seggiaro et al., 2000) (Figura 9). Esta caldera estuvo activa desde los 0,5 Ma, con erupciones más recientes que 5.500 años, lo que la convierte en el volcán más joven en el ámbito de la Puna argentina (Montero López et al., 2009).

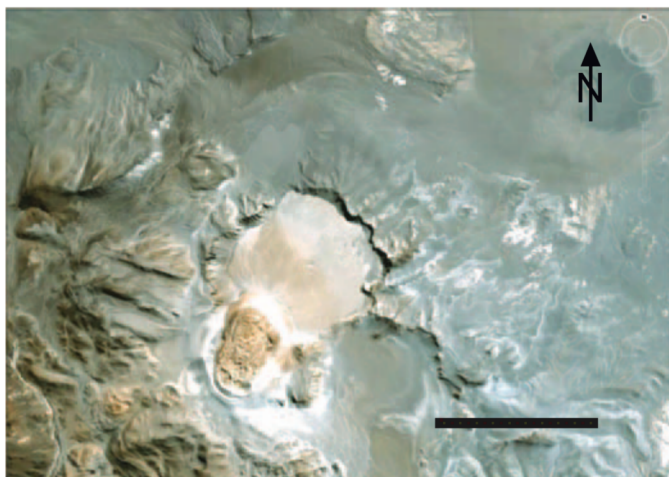


Figura 9. Caldera de Cerro Blanco (Antofagasta de la Sierra, Catamarca). La barra representa 5 km.

Literatura citada

Hall A. 1987. *Igneous Petrology*. Longman Scientific & Technical, 573 p. Londres.

Guzmán S, Petrinovic I. 2005. Edad y relaciones tectono-magmáticas de los volcanes Los Gemelos, Valle Calchaquí, Salta. *Actas 16° Congreso Geológico Argentino*, I: 771–776. La Plata.

Guzmán S, Petrinovic I. 2010. The Luingo caldera: The south-easternmost collapse caldera in the Altiplano–Puna plateau, NW Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 194: 174–188.

Llambías EJ. 2009. *Volcanes. Nacimiento, estructura, dinámica*. Vazquez Mazzini, 144 p., Buenos Aires.

Montero López MC, Hongn FD, Seggiaro R, Marrett R, Ratto N. 2009. Relación entre el volcanismo y los registros arqueológicos en el bolsón de Fiambalá. En: Ratto N. (Ed.): *Entrelazando ciencias, sociedad y ambiente antes de la conquista española*: 131–156. Editorial Eudeba

Mpodozis C, Kay S, Gardeweg M, Coira B. 1996. Geología de la región de Ojos del Salado (Andes Centrales, 27° S): Implicancias de la migración hacia el este del frente volcánico Cenozoico Superior. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3: 539–548. Buenos Aires.

Petrinovic I, Martí J, Aguirre-Díaz G, Guzmán S, Geyer A, Salado-Paz N. 2010. The Cerro Aguas Calientes caldera, NW Argentina: An example of a tectonically controlled, polygenetic collapse caldera, and its regional significance. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 194: 15–26.

Risse A, Trumbull RB, Coira B, Kay S, van den Bogaard P. 2008. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of mafic volcanism in the back-arc region of the southern Puna plateau, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 26: 1–15.

Seggiaro R., Hongn F, Folguera A, Clavero J. 2000. Hoja Geológica 2769 – II. Paso de San Francisco. Boletín 294. Programa Nacional de Cartas Geológicas. 1:250.000. SEGEMAR. 52 p.

Sparks R, Francis P, Hamer R, Pankhurst L, O'Callaghan R, Thorpe S, Page R. 1985. Ignimbrites of the Cerro Galán caldera, NW Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 24: 205–248.

Literatura recomendada

Cas RA, Wright JV. 1987. *Volcanic successions*. Unwin Hyman 528 p. Londres.

Martí J, Geyer A, Folch A. 2009. A genetic classification of collapse calderas based on field studies, and analogue and theoretical modelling. En: Thordarson T, Self S, Larsen G, Rowland SK, Hoskuldsson A. (Eds.), *Studies in Volcanology: The Legacy of George Walker*. Publicaciones especiales de IAVCEI, 2. Geological Society, London: 249–266.

Sigurdsson H. 2000. *Encyclopedia of Volcanoes*, San Diego. Academic Press, 1417 p.