



Caracterización del volcanismo plio-pleistoceno en los Andes Centrales del Sur: volcán Overo (34°30' S)

Sofía B. IANNELLI^{1,2}, Vanesa D. LITVAK^{1,2}, Carlos PALLARES³ y Andrés FOLGUERA^{1,2}

¹Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Intendente Güiraldes 2160, Ciudad Universitaria, Pabellón II, C1428EGA Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina. ²Instituto de Estudios Andinos "Don Pablo Groeber" (IDEAN), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)- Universidad de Buenos Aires (UBA). Intendente Güiraldes 2160, Ciudad Universitaria, Pabellón II, C1428EGA Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina. ³Université Paris Saclay GEOPS UMR CNRS, Sciences de la Terre, Rue du Belvédère, Bat. 504, 91405 Orsay Cedex, France.

emails: sofiab.iannelli@gmail.com, vane@gl.fcen.uba.ar, carlos.pallares@universite-paris-saclay.fr, andresfolguera2@yahoo.com.ar

El volcán Overo se encuentra ubicado en los Andes Centrales del Sur, específicamente en la región noroeste de la provincia de Mendoza. A pesar de que actualmente presenta actividad geotermal remanente, como fumarolas, pequeños lagos de lodo burbujeante y aguas termales (Iannelli et al. 2021, 2022), se considera que su actividad volcánica se desarrolló principalmente entre el Plioceno tardío y el Pleistoceno temprano (Groeber 1947, Sruoga et al. 2005). Su emplazamiento y desarrollo tuvo lugar durante un régimen tectónico extensional que afectó a los Andes Centrales del Sur entre los 34° y 38° LS. El mismo fue consecuencia de la verticalización de la placa de Nazca a partir del Plioceno, luego de un periodo de somerización en el Mioceno tardío (Ramos et al. 2014), lo que provocó la migración del frente volcánico de este a oeste con la formación de sucesivas fajas magmáticas de rumbo N-S (ej. Folguera et al. 2006, Ramos et al. 2014). Así, entre el arco actual y el retro-arco se encuentra la faja magmática de tras-arco (Kay et al. 2006, Jacques et al. 2013) donde se emplaza el volcán Overo, alineado al sur con los volcanes Cerro Sosneado y Risco Plateado.

El volcán Overo fue inicialmente caracterizado como un estratovolcán con un cráter central semidestruido cuyos depósitos volcánicos se apoyan de manera discordante sobre estratos plegados cenozoicos y mesozoicos (Kittl 1944). Los productos volcánicos asociados a sus primeros estadios magmáticos se caracterizan por niveles subhorizontales de ignimbritas, lavas porfíricas y autobrechas volcánicas. Las ignimbritas se describen como rocas piroclásticas compuestas por litoclastos volcánicos de lavas basálticas a andesíticas y fragmentos vítreos, como *fiammes*, de entre 2 a 5 cm de largo. Por su parte, las lavas poseen una textura porfírica compuesta principalmente por fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno, y en cantidades accesorias olivina; todos ellos inmersos en una pasta intergranular de aspecto fresco.

Por encima, nuevamente se observan niveles de ignimbritas intercaladas con un nivel de tobas de caída. Las ignimbritas se describen como niveles de grano grueso, masivos, y con líticos volcánicos de lavas porfíricas, y muestran un menor desarrollo de *fiammes* respecto a los niveles inferiores. Las tobas de caída son de grano muy fino siendo tobas vítreas, matriz sostén, con cristaloclastos subordinados de plagioclasa y clinopiroxeno. Se componen además

de trizas biaxonas y en algunos casos muestran pómez con moderado grado de deformación.

Secuencia arriba se presentan nuevamente niveles de lavas porfíricas de aspecto fresco con alto contenido de vidrio en la pasta, que se describen como vitrófiras. Se caracterizan por su pasta de textura vítrea fluidal y fenocristales de plagioclasa frescos. Por encima, se observa un nivel de bloques y cenizas de aspecto caótico, matriz sostén y con clastos que varían en tamaño entre 5 a 50 cm. Hacia el tope de la secuencia, se observa un nivel de lavas con un leve desarrollo de disyunción columnar en la base. En la parte superior de este nivel, se describe una textura lobular conformada por tubos radiales discretos, de disposición casi horizontal, que pueden asociarse al desarrollo de *pillow* lavas. Su presencia estaría indicando la emisión de lavas en contacto con un cuerpo de agua, en una etapa syn o post-glacial. Finalmente, se describen conos monogenéticos y un campo de bombas rodeando al cráter principal. Los conos se componen de lavas basálticas porfíricas con fenocristales de plagioclasa con textura de desequilibrio, pero de aspecto mayormente fresco. Se reconocieron en cantidades accesorias, algunos clinopiroxenos, todos ellos inmersos en una pasta de textura intersertal.

Con la información obtenida, el volcán Overo se interpreta como un estratovolcán caracterizado por depósitos piroclásticos, brechas y aglomerados volcánicos, y coladas lávicas basálticas a andesíticas. La presencia de *pillow* lavas en los niveles superiores señalaría su posible vinculación con erupciones sin-glaciales. Así, su evolución y desarrollo tuvo lugar en el Plio-Pleistoceno, vinculado al periodo de verticalización de la placa de Nazca. Sin embargo, la actividad geotermal remanente asociada a cursos fluviales alrededor del cráter principal genera aún incertidumbre en cuanto su origen y potencial eruptivo, por lo que se espera continuar con el estudio volcanoestratigráfico y geoquímico de sus productos volcánicos para entender mejor su historia tectonomagmática.

BIBLIOGRAFÍA

Folguera, A., Zapata, T. y Ramos, V.A. 2006. Late Cenozoic extension and the evolution of the Neuquén Andes. En: Kay, S. M. y Ramos, V.A. (eds.) Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat), Geological Society of America Special Paper 407: 267-285.



- Groeber, P. 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas Sosneado y Maipo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 2(2):141-177.
- Iannelli, S. B., Litvak, V. D., Fennell, L. M., Martos, F., Fernández Paz, L., Hurley, M., Agosto, M., Folguera, A. 2021. El magmatismo del Volcán Overo en los Andes Centrales del Sur (34°30' S). 6º Simposio del Mioceno-Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina, Relatorio, R19 p., Buenos Aires.
- Iannelli, S. B., Litvak, V. D., Fennell, L. M., Martos, F., Fernández Paz, L., Hurley, M., Agosto, M., Folguera, A. 2022. Actividad geotermal identificada en el retro-arco de los Andes Centrales del Sur: Volcán Overo (34°30'S). 21º Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 401-402 p., Puerto Madryn.
- Jacques, G., Hoernle, K., Gill, J., Hauff, F., Wehrmann, H., Garbe-Schönberg, D. y Lara, L.E. 2013. Across arcgeochemical variations in the Southern Volcanic Zone, Chile (34.5-38.0S): constraints on mantle wedge and slab input compositions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 123: 218-243.
- Kay, S.M., Burns, W.M., Copeland, P. y Mancilla, O. 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin. *Special Papers Geological Society of America* 407: 19.
- Ramos, V.A., Litvak, V.D., Folguera, A. y Spagnuolo, M. 2014. An Andean tectonic cycle: From crustal thickening to extension in a thin crust (34-37 SL). *Geoscience Frontiers* 5(3): 351-367.
- Sruoga, P., Etcheverría, M.P., Folguera, A., Repol, D., Cortés, J.M. y Zanettini, J.C. 2005. Hoja Geológica 3569-I Volcán Maipo, Provincia de Mendoza. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 29

Estudio preliminar del basalto La Angostura, cuenca del Golfo San Jorge, Chubut

María Belén LASTRA¹, César R. NAVARRETE^{1,2} y Gabriela I. MASSAFERRO^{1,3}

¹Laboratorio Patagónico de Petro-Tectónica, UNPSJB. Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina. ²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Argentina. ³IPGP, CONICET. Puerto Madryn. Chubut, Argentina.
emails: ma.belenlastra@gmail.com, cesarnavarrete@live.com.ar, gimcnp@gmail.com

El magmatismo basáltico de intraplaca en muchas ocasiones provee información directa sobre la evolución del manto subyacente, dado que su génesis suele responder a procesos tectónicos y geodinámicos de gran escala, tales como impactos de anomalías térmicas, apertura de ventanas astenosféricas, rasgaduras de la losa subductante, delaminación, eventos de extensión litosférica, perturbación de la zona de transición del manto, entre otros (p.ej., Kay et al. 2007, Aragón et al. 2013, Navarrete et al. 2020).

El magmatismo basáltico de intraplaca cenozoico de la Patagonia ha sido objetivo de múltiples estudios, siendo vinculado a diversos eventos tectono-magmáticos. Sin embargo, en el ámbito de la cuenca del Golfo San Jorge, se registran una serie de afloramientos, asignados al Cretácico superior - Paleógeno, que aún no han sido alcanzados por ningún estudio detallado y de los cuales se desconoce totalmente su origen.

Se trata de cuerpos basálticos conocidos en la bibliografía como basalto "pre-salamanquense" (Ferello 1969), los que conforman asomos de reducidas extensiones al este del lago Colhué Huapi, en las nacientes del río Chico. Se presentan con al menos dos formas de yacencia, diques y coladas. Los diques se encuentran intruyendo, en su mayoría, a la Formación Lago Colhué Huapi del Cretácico Superior y presentan una orientación NO-SE. Las coladas se encuentran intercaladas de manera concordante tanto en la Formación Lago Colhué Huapi, como en la Formación Salamanca, donde en algunos casos desarrollan lavas en almohadillas (Foix et al. 2014).

Las coladas muestran estructura maciza y zonas con abundantes vesículas que se presentan como estructuras de

morfologías cilíndricas, mantiformes y laminares, generadas a partir de la segregación y migración de un residuo diferenciado, enriquecido en volátiles y elementos incompatibles. Las estructuras de segregación son indicadoras de lavas de tipo pahoe-hoe que se caracterizan por ser generadas en condiciones de viscosidad relativamente bajas (Goff 1996).

Estas rocas clasifican geoquímicamente como basaltos alcalinos (Winchester y Floyd 1977) y, según el índice de Shand (Shand 1943), presentan afinidad metaluminosa. El valor de #Mg (~ 58) es relativamente primario, pero no representa magmas en equilibrio con la mineralogía del manto. Por su parte, el diagrama de tierras raras normalizado a condrito (Nakamura 1974) exhibe patrones rectilíneos, con un enriquecimiento notable en tierras raras livianas, comparable con un OIB, sin el desarrollo de anomalías negativas en Eu (Eu/Eu* = 1.00). En cuanto a las tierras raras pesadas, se observa un empobrecimiento general compatible con una fuente mantélica granatífera.

Si bien es necesario profundizar aún más en el conocimiento sobre estos cuerpos basálticos, el contexto geodinámico en el cual se habrían emplazado involucra el desarrollo de un episodio de subducción subhorizontal de la placa de Aluk debajo de esta región central de la Patagonia, el cual produjo la migración discreta del magmatismo de arco hacia el este, una deformación contraccional y la ingresión marina cretácica-paleocena (Gianni et al. 2018). En este contexto, resulta de interés analizar la posible vinculación entre este evento convergente y el desarrollo de magmatismo de intraplaca a ~ 600 km de la paleotrinchera, frente a la zona de máxima expansión de la subducción plana.