



Petrografía, geoquímica y peligros volcánicos de los volcanes Palomo y Tinguiririca, VI Región

Daniel Bertin* y Gabriel Orozco

Unidad de Geología y Peligros Volcánicos, RNVV, Servicio Nacional de Geología y Minería, Rudecindo Ortega 03850, Temuco, Chile

* email: daniel.bertin@sernageomin.cl

Resumen. Los volcanes Palomo y Tinguiririca se emplazan en la alta cordillera de la Región del Libertador General Bernardo O'Higgins. Campañas de terreno conducidas durante los años 2012 y 2013 han permitido refinar el conocimiento geológico de ambos centros eruptivos. En efecto, el volcán Palomo constituye un estratovolcán parcialmente erodado cuyos productos, esencialmente lávicos, se caracterizan por composiciones andesíticas a dacíticas, aunque destaca un centro eruptivo adventicio de morfología post-glacial y composición andesítico-basáltica. El volcán Tinguiririca, por otra parte, está conformado por un alineamiento de centros eruptivos, los que han emitido material tanto explosivo como efusivo de composición andesítico-basáltica a andesítica. Datos geocronológicos sugieren que el Palomo se habría construido esencialmente durante el Pleistoceno medio a superior, mientras que el Tinguiririca sería un volcán de más larga data y con mayores evidencias de actividad post-glacial. Los principales peligros volcánicos para ambos centros están ligados a los flujos laháricos, los que se podrían encauzar por los ríos Cipreses, Cortaderal, San Andrés, del Azufre y Tinguiririca, aunque con una reducida posibilidad de alcanzar el valle central.

Palabras Claves: Volcán Palomo, Volcán Tinguiririca, Petrografía, Geoquímica, Peligros volcánicos.

1 Introducción

Los volcanes Palomo y Tinguiririca se enmarcan dentro de los únicos centros eruptivos de la Región del Libertador Bernardo O'Higgins que exhiben evidencias sugerentes de actividad volcánica durante el Holoceno (González-Ferrán, 1995). No obstante, estudios sobre las características geológicas de estos centros, ya sea desde el punto de vista petrográfico/petroológico, geoquímico, evolutivo y/o ligado al análisis de peligros volcánicos, son escasos. Esto último se debe en parte a que ambos volcanes se emplazan dentro de uno de los sectores más remotos de los Andes de la zona central de Chile, a más de 60 km del valle central.

1.1 Volcán Palomo

El volcán Palomo corresponde a un pequeño estratovolcán compuesto, con una altitud de 4860 m s.n.m., localizado en la alta cordillera de la comuna de Machalí, provincia del Cachapoal. Estudios fotogeológicos han sugerido que se habría construido sobre una doble estructura caldérica de 5 y 3 km de diámetro respectivamente, ligeramente traslapadas hacia el noroeste y donde el estratocono principal exhibiría hacia su cumbre un cráter doble

(González-Ferrán, 1995). Los productos emitidos corresponden esencialmente a flujos lávicos, variables composicionalmente desde andesitas-basálticas a dacitas y que recubren parcialmente las estructuras caldéricas basales (Charrier, 1981; Hildreth y Moorbath, 1988).

El volcán se encuentra cubierto casi en su totalidad por un extenso manto de hielo y nieve, los cuales alimentan, hacia el norte, las cabeceras de los ríos Blanco, Cortaderal y de los Cipreses, afluentes del río Cachapoal; por otra parte, hacia el sur destaca el glaciar Universidad, de unos 10 km de longitud, que fluye desde la vertiente sur-suroeste del volcán y que descarga sobre el río San Andrés, afluente del río Tinguiririca.

A pesar de que exhibe un limitado nivel de preservación debido a que se encuentra parcialmente afectado por acción glacial, la actividad durante el Holoceno se ha sustentado mediante un pequeño centro adventicio emplazado 4,5 km al noreste del estratocono principal. En efecto, este pequeño centro eruptivo, denominado Andrés (Charrier, 1979), exhibe una morfología más joven, caracterizada por un cráter elíptico de unos 500 m de eje mayor, bordeado por cordones concéntricos y abierto hacia el sur.

1.2 Volcán Tinguiririca

El volcán Tinguiririca corresponde, en sentido estricto, al cráter más reciente dentro de un complejo o fisura volcánica de 20 km de longitud orientada hacia el nor-noroeste (complejo conformado además por los centros eruptivos Fray Carlos, Monserrat, Natalia, Don Cucho y Los Guzmanes; Arcos *et al.*, 1988, González-Ferrán, 1995). Esta estructura está conformada por una serie de cumbres sobre los 4000 m s.n.m. y se emplaza en la alta cordillera de la comuna de San Fernando, provincia de Colchagua. A diferencia del volcán Palomo, estudios conducidos durante la década de 1980 permitieron reconocer dentro de la fisura al menos 10 unidades volcánicas, las que conformarían a mayor escala un estratovolcán parcialmente erodado de edad pleistocena inferior a media (1,1 a 0,17 Ma; Arcos *et al.*, 1988). Según este mismo autor, la actividad holocena estaría representada, además del volcán Tinguiririca, por el volcán Fray Carlos y por un depósito ignimbítico de pequeño volumen, de carácter escoriáceo, denominado Potrero de la Loma. Asimismo, a menor escala se han identificado depósitos de flujos piroclásticos escoriáceos hacia la ladera oeste del volcán Tinguiririca. El carácter de estos

productos sugiere una marcada tendencia andesítica.

El volcán Tinguiririca es conspicuo en actividad fumarólica y solfatárica (Astaburuaga, 1899; Martin, 1901; Riso Patrón, 1924; Casertano, 1963; Petit-Breuilh, 2004; Stern *et al.*, 2007), aunque su registro eruptivo histórico se encuentra restringido a los años 1779, 1830-31, 1917 y 1994 (Sapper, 1927; Moreno y Naranjo, 1991; Global Volcanism Program, 1994).

Aunque el Tinguiririca se emplaza en una zona carente de cuerpos glaciales significativos, exhibe una amplia cobertura nival durante gran parte del año, cuyos deshielos drenan principalmente a través de los ríos del Azufre, hacia el oeste, y de Palacios, hacia el sur, ambos tributarios del río Tinguiririca.

2 Metodología, análisis y resultados

2.1 Metodología

Se realizó una campaña en helicóptero en el mes de Enero del año 2012 con el fin de efectuar un muestreo general de los volcanes Palomo y Tinguiririca. Esto en función de un proyecto de evaluación regional de peligros volcánicos enfocado en el sector septentrional de la Zona Volcánica Sur de los Andes (Orozco *et al.*, 2013) y que incluyó una campaña adicional durante el verano del año 2013.

Se obtuvieron 10 muestras para el volcán Palomo y 15 muestras para el complejo Tinguiririca, de las cuales se derivaron 21 secciones delgadas, 21 análisis químicos completos y 5 dataciones radiométricas. Los análisis químicos se efectuaron en el laboratorio AcmeLabs, Estados Unidos, mientras que las dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ fueron realizadas en el laboratorio de Sernageomin.

2.2 Petrografía

Las lavas del volcán Palomo exhiben típicamente entre un 20% y un 40% de fenocristales, inmersos en una masa fundamental de textura hialopilitica con ligeros dominios microcristalinos y donde las vesículas pueden alcanzar hasta un 10% de la roca. Dentro de los fenocristales dominan las plagioclasas (70%), las que no superan los 3 mm de eje mayor y se caracterizan por presentar textura cribada de intensidad moderada; en segundo lugar se observan ortopiroxenos (15%), de hasta 1 mm de diámetro y con sutiles evidencias de reabsorción; asimismo se distinguen clinopiroxenos (5%), con un eje mayor no superior a 1 mm y moderados a fuertes indicios de reabsorción; por último (10%), se observan proporciones relativas de cristales de anfíbola, biotita, sanidina y minerales opacos, donde destaca la moderada a intensa opacidad de los dos primeros.

El volcán Andrés presenta una mineralogía bien particular, con un bajo contenido de plagioclasa (50%) y con una gran participación de anfíbola (30%), además de fenocristales de olivino (10%), ortopiroxeno (5%), minerales opacos (3%) y clinopiroxeno (2%), donde todos ellos, a excepción de los ortopiroxenos, exhiben moderados a fuertes indicios

de reabsorción, esto último especialmente válido para las anfíobolas.

Los productos del complejo Tinguiririca también contienen entre un 20 y un 40% de fenocristales, aunque la masa fundamental se destaca por ser de características más hialopiliticas con respecto a las del Palomo, mientras que el porcentaje de vesículas es bastante mayor, alcanzando hasta un 35% de la roca. Los fenocristales dominantes corresponden a plagioclasas (60%), de hasta 4 mm de diámetro, la mayoría con textura cribada de intensidad moderada; los clinopiroxenos (20%) no superan los 2 mm de eje mayor y presentan ligeras evidencias de reabsorción, mientras que los ortopiroxenos (10%), de hasta 1 mm de diámetro, presentan por lo general un buen aspecto; finalmente (10%), se observan proporciones variables tanto de olivinos como de minerales opacos.

2.3 Geoquímica

Las lavas del volcán Palomo exhiben un contenido de SiO_2 variable entre 60,11 y 72,85% y un contenido de K_2O entre 1,93 y 3,38%, lo que en un diagrama SiO_2 vs K_2O (Figura 1; Le Maitre, 2002) permite clasificarlas como andesitas, dacitas y riolitas de medio potasio y pertenecientes a la serie calcoalcalina. La razón La/Yb promedia 13,1, mientras que el enriquecimiento en La e Yb con respecto al manto primitivo (McDonough y Sun, 1995) promedian 38,6 y 4,3, respectivamente. La muestra del volcán Andrés exhibe contenidos de SiO_2 y K_2O de 55,87% y 1,46%, respectivamente, lo cual permite clasificarla como una andesita-basáltica de medio potasio y ligada cogenéticamente a los productos del volcán Palomo. Las lavas del complejo Tinguiririca, por otra parte, exhiben valores de SiO_2 variables entre 55,25% y 62,08% y K_2O entre 1,71% y 3,60%, lo cual permite clasificarlas como andesitas-basálticas y andesitas de alto potasio pertenecientes a la serie calcoalcalina (Figura 1; Le Maitre, 2002). La razón La/Yb promedia 11,6, mientras que el enriquecimiento en La e Yb con respecto al manto primitivo (McDonough y Sun, 1995) promedian 32,6 y 4,3, respectivamente. Las atribuciones geoquímicas indicadas se confirman adicionalmente a través de los diagramas Co vs Th (Hastie *et al.*, 2007) y Nb/Y vs Zr/TiO_2 (Winchester y Floyd, 1977), entre otros.

2.4 Geocronología

En el marco de la evaluación de peligros volcánicos a nivel regional se obtuvieron cuatro edades radiométricas ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en masa fundamental), una para el volcán Palomo, una para el volcán Andrés y dos para el complejo Tinguiririca. Con respecto al volcán Palomo se obtuvo una edad de 100 ± 20 ka para una muestra de su cumbre, mientras que las lavas postglaciales del volcán Andrés arrojan una edad de 40 ± 30 ka. Para el complejo Tinguiririca se dataron los centros eruptivos Monserrat y Natalia, obteniéndose edades de 40 ± 20 y 72 ± 15 ka, respectivamente.

2.5 Peligros volcánicos

En el caso del volcán Palomo, los peligros volcánicos potenciales están ligados a la efusión de flujos de lava, a la formación y colapso de domos en la proximidades y, en especial, a la eventual generación de flujos laháricos por fusión repentina de hielo, donde estos últimos podrían afectar los cauces de los ríos Cipreses, Cortaderal y San Andrés-Tinguiririca. Para el complejo Tinguiririca, los impactos potenciales incluyen la generación de flujos lávicos y flujos piroclásticos, afectando en especial al valle del río del Azufre. Flujos laháricos podrían asimismo afectar a este mismo río y su confluencia con el río Tinguiririca.

La dispersión de tefra fue modelada de manera estacional simulando una altura de columna eruptiva de 10 y 15 km s.n.m. para los volcanes Palomo y Tinguiririca, respectivamente. Los resultados exhiben una marcada dispersión hacia el este-sureste, a excepción de la estación otoñal, donde caída potencial puede afectar inclusive a las ciudades de San Fernando y/o Curicó (Orozco *et al.*, 2013).

3 Discusiones

Las lavas del volcán Palomo se clasifican principalmente como andesitas silíceas y dacitas de ortopiroxeno, mientras que el volcán Andrés corresponde a una andesita-basáltica de ortopiroxeno, todas de medio potasio y pertenecientes a la serie calcoalcalina.

Los productos del complejo Tinguiririca corresponden a andesitas-basálticas de clinopiroxeno, andesitas-basálticas de olivino y clinopiroxeno y andesitas de clinopiroxeno, todas de alto potasio y pertenecientes a la serie calcoalcalina.

Del análisis de elementos traza se desprende que los productos provenientes de ambos centros eruptivos exhiben un bajo aporte de fluidos y un fuerte aporte sedimentario proveniente desde el *slab*, donde además esta señal sedimentaria permite identificar inclusive la presencia de sedimentos terrígenos reciclados. Esta característica se ha identificado para varios volcanes activos pertenecientes al mismo segmento volcánico (*e.g.* Tupungatito, Maipo y Planchón-Peteroa; Bertin *et al.*, 2013; Jacques *et al.*, 2014; Wehrmann *et al.*, 2014).

Los procesos magmáticos inferidos enfatizan la predominancia de mecanismos de asimilación y cristalización fraccionada por sobre procesos de fusión parcial, donde los magmas derivados del manto habrían interactuado con una corteza inferior dominada por la transición clinopiroxeno-anfibola. Ambos volcanes evidencian fraccionamiento de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa, aunque el volcán Palomo también muestra señales sugerentes de fraccionamiento de anfíbola. Asimismo se observan indicios de asimilación cortical somera para ambos centros eruptivos, aunque esta señal es

menos marcada para el complejo Tinguiririca, lo que podría ser indicativo de menores tiempos de residencia en cámaras magmáticas poco profundas.

Razones isotópicas de Sr y Pb obtenidas para estos centros por otros autores también sugieren procesos de cristalización fraccionada con ligera asimilación cortical (Hildreth y Moor bath, 1988), aunque esta última también podría reflejar aporte sedimentario debido a erosión de la corteza continental (Stern, 1991).

Los datos geocronológicos sugieren que el volcán Palomo se habría construido esencialmente durante el Pleistoceno medio a superior, siendo esto consistente con un edificio principal parcialmente afectado por acción glacial. No obstante su actividad más reciente, datada a fines del pleistoceno superior, se concentra en un domo adventicio emplazado 4,5 km al noreste del cono principal. El Tinguiririca, por su parte, a pesar de corresponder a un complejo de más larga data (<1,1 Ma; Arcos *et al.*, 1988) exhibe mayores evidencias de actividad durante el Pleistoceno superior – Holoceno, concentrada en especial en los centros Monserrat y Natalia, mientras que la actividad más reciente se restringe al centro Fray Carlos y al volcán Tinguiririca propiamente tal.

En una región donde la vulnerabilidad se ve incrementada por la presencia de infraestructura de generación hidroeléctrica y sus líneas de transmisión, los peligros volcánicos más probables y de mayor alcance para ambos volcanes están relacionados a la generación de flujos laháricos, los que se podrían encauzar por los afluentes de los ríos Tinguiririca y Cachapoal, aunque con escasas posibilidades de alcanzar el valle central.

Agradecimientos

Esta contribución es un aporte al Programa de Riesgo Volcánico y cuenta con el patrocinio de la Subdirección Nacional de Geología del Servicio Nacional de Geología y Minería.

Referencias

- Arcos, R.; Charrier, R.; Munizaga, F. 1988. Volcanitas cuaternarias en la hoya superior del río Tinguiririca (34°40'S – 70°21'W): Características geológicas, antecedentes geoquímicos y geocronológicos. V Congreso Geológico Chileno, Tomo III: 245-260.
- Astaburuaga, F. 1899. Diccionario Geográfico de la República de Chile, Segunda Edición, 903 p.
- Bertin, D.; Silva, C.; Kraus, S.; Orozco, G. 2013. Geología del volcán Tupungatito, Región Metropolitana de Santiago, Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica n°369. 1 mapa escala 1:25.000.
- Casertano, L. 1963. General characteristics of active andean volcanoes and a summary of their activities during recent centuries. Bulletin of the Seismological Society of America 53: 1415-1433.

Charrier, R. 1979. Los volcanes Andrés y Don Casimiro: dos centros descubiertos en los Andes entre 34° y 34°45' latitud sur. *Revista Geológica de Chile* 8: 79-85.

Charrier, R. 1981. Geologie der chilenischen Hauptkordillere zwischen 34° und 34°30' südlicher Breite und ihre tektonische, magmatische und paläogeographische Entwicklung. *Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen: Reihe A, Geologie und Paläontologie* 36: 270 p.

Global Volcanism Program, 1994. Tinguiririca: Phreatic explosion in January 1994. *Bulletin Global Volcanism Network*, 19:11.

González-Ferrán, O. 1995. *Volcanes de Chile*. Instituto Geográfico Militar, Santiago, Chile: 640 p.

Hastie, A.R.; Kerr, A.C.; Pearce, J.A.; Mitchell, S.F. 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology* 48(12): 2341-2357.

Hildreth, W.; Moorbath, S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98: 455-489.

Jacques, G.; Hoernle, K.; Gill, J.; Wehrmann, H.; Bindeman, I.; Lara, L.E. 2014. Geochemical variations in the Central Southern Volcanic Zone, Chile (38-43°S): The role of fluids in generating arc magmas. *Chemical Geology* 371: 27-45.

Le Maitre, R.W. 2002. *Igneous rocks: a classification and glossary of terms*. Recommendations of the International Union of Geological Sciences subcommission on the systematics of igneous rocks. Cambridge University Press: 252 pp.

Martin, C. 1901. Los volcanes activos de Chile. *Revista Chilena de Historia Natural* 5: 243 – 250.

McDonough, W.F.; Sun, S.s. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223-254.

Moreno, H.; Naranjo, J.A. 1991. The southern Andes volcanoes (33° - 41°30'S), Chile. VI Congreso Geológico Chileno, Excursión n.PC-3, 26 p.

Orozco, G.; Amigo, A.; Bertin, D.; Lara, L. 2013. Peligros Volcánicos de la Zona Central de Chile. Regiones Metropolitana, de O'Higgins, del Maule y del Biobío. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Ambiental, 1 mapa escala 1:250.000, 1 mapa escala 1:2.000.000. Santiago.

Petit-Breuilh, M.E. 2004. La historia eruptiva de los volcanes hispanoamericanos (Siglos XVI al XX). Servicio de Publicaciones de Exmo. Cabildo Insular de Lanzarote – Casa de los Volcanes: 431 p.

Riso Patrón, L. 1924. *Diccionario Geográfico de Chile*. Imprenta Universitaria: 958 p. Santiago.

Sapper, K. 1927. *Vulkankunde Vent.* J. Engelhorn Nachf., 424. Stuttgart.

Stern, R.S.; Moreno, H.; López-Escobar, L.; Clavero, J.; Lara, L.; Naranjo, J.A.; Parada, M.A.; Skewes, M.A. 2007. Chilean volcanoes. In *Geology of Chile* (Moreno, T., Gibbons, W., eds.). The Geological Society of London, London: 147-178.

Wehrmann, H.; Hoernle, K.; Jacques, G.; Garbe-Schönberg, D.; Schumann, K.; Mahlke, J.; Lara, L.E. 2014. Volatile, major and trace element geochemistry of mafic to intermediate tephra from the Chilean SVZ. *International Journal of Earth Sciences* 103(2).

Winchester, J.A.; Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.

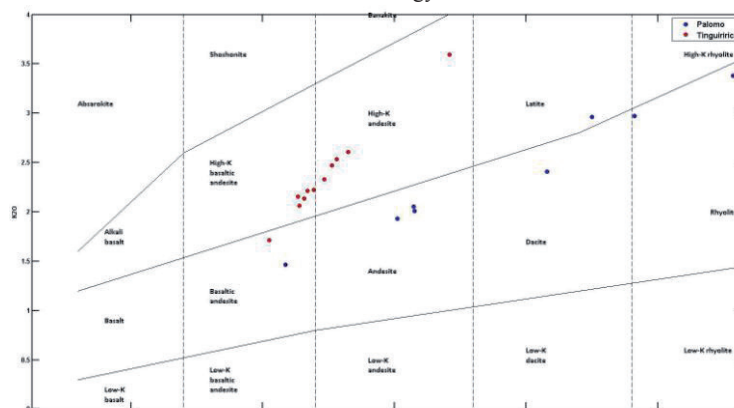


Figura 1. Diagrama SiO₂ vs K₂O según Le Maitre (2002) para muestras obtenidas durante el presente trabajo para los volcanes Palomo y Tinguiririca. Se distingue una clara tendencia lineal representativa de cada centro eruptivo.

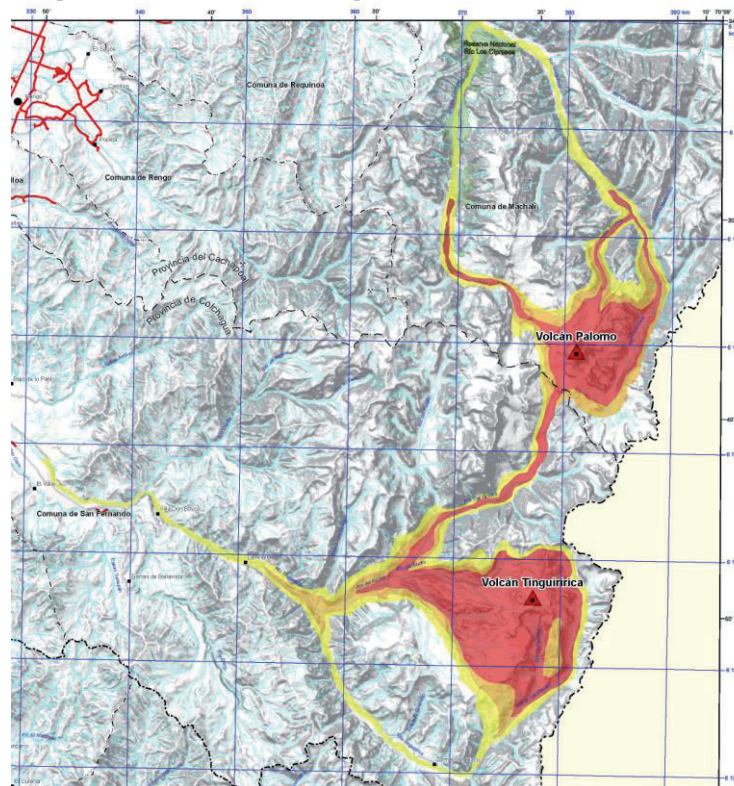


Figura 2. Peligros volcánicos proximales para los volcanes Palomo y Tinguiririca. Se incluyen peligros derivados de flujos lávicos, proyecciones balísticas, corrientes piroclásticas, avalanchas de detritos volcánicos, flujos de detritos e inundaciones laháricas. Figura extraída de Orozco *et al.* (2013).