

Modelo preliminar 3-D de susceptibilidad magnética del volcán Tromen

Agustina, PESCE^{1,2}, Marianela, LUPARI^{1,2}, Guido, GIANNI^{1,2}, Silvina, NACIF^{1,2} y Mario, GIMENEZ^{1,2}

¹ Instituto Geofísico y Sismológico Volponi, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan. Email: pesce.agustina@gmail.com; marianelalupari@gmail.com; guidogianni22@gmail.com; nacif.silvina@gmail.com; gimmario@gmail.com

² Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, CONICET.

Editor: Augusto Rapalini

RESUMEN

El volcán Tromen, ubicado en el retroarco Andino en la provincia de Neuquén, ha sido el foco de diversos estudios que han permitido develar su petrología y fuente del magmatismo, la estructura general que habría controlado su emplazamiento, y la descripción de una significativa actividad neotectónica. Sin embargo, hasta el momento se sabe muy poco acerca de las características del subsuelo de esta área. Particularmente, permanece aún sin conocerse la geometría profunda del edificio volcánico. En este trabajo se presentan nuevos datos aeromagnéticos que contribuyen a resolver la geometría de la cámara magmática del volcán Tromen. Para ello se procesaron los datos y se realizó la inversión de las anomalías magnéticas por medio de un método que considera la magnetización remanente e inducida para estimar un modelo tridimensional de los contrastes de susceptibilidad efectiva de la zona de estudio. Los resultados obtenidos sugieren que la cámara magmática del volcán Tromen se encontraría a más de 6 km de profundidad y que tendría una geometría profunda en forma de herradura para este cuerpo ígneo.

Palabras clave: *Volcán Tromen; Cámara magmática; Modelo de susceptibilidad 3-D.*

ABSTRACT

A Preliminary 3D effective susceptibility model of the Tromen volcano.

Several studies have been focussed in the area of the Tromen volcano, located in the Andean retroarc in the Neuquén province. These studies have allowed to reveal its petrology and source of magmatism, the general structure that would have controlled its location and its neotectonic activity. However, its deep features are still unknown, in particular, the geometry of the volcanic edifice. For this purpose, we applied several processing techniques to the magnetic anomalies and calculated a three-dimensional effective susceptibility model using a method that takes into account the combined effects of remanence and induced magnetization. The obtained results suggest that the Tromen magmatic chamber is located at more than 6 km deep and illuminate the deep geometry of this igneous body as a horseshoe.

Keywords: *Tromen Volcano; Magmatic Chamber; 3-D susceptibility model.*

INTRODUCCIÓN

El volcán Tromen pertenece a un campo volcánico homónimo de edad cuaternaria ubicado en el retroarco de los Andes Centrales sobre la faja plegada y corrida de Chos Malal (Fig. 1). Este volcán se encuentra espacialmente desvinculado del arco volcánico en una posición de retroarco y forma parte de la provincia volcáni-

ca de la Payenia, una de las provincias de retroarco plio-cuaternaria más grande de Sudamérica (Kay *et al.* 2006, Ramos y Folguera 2011). Estudios recientes han develado que parte del vulcanismo de este retroarco está vinculado con el impacto de una pluma mantélica (pluma de la Payenia) por debajo de la litósfera sudamericana (Burd *et al.* 2008, 2014) (Fig. 1). Además, se caracteriza por poseer una compleja actividad neotectónica práctica-

mente coetánea con el magmatismo (Galland *et al.* 2007, Gianni *et al.* 2014, Sagripanti *et al.* 2014). Por lo tanto, el volcán Tromen cuenta con un amplio conocimiento de su estructura superficial, fuentes y cronología magmática. Sin embargo, la geometría en profundidad de este cuerpo volcánico permanece aún sin resolverse. En este estudio, se utilizaron nuevos datos aeromagnéticos con el fin de caracterizar la geometría, en profundidad, de

la zona del volcán Tromen. Para ello se realizó un modelo 3D de la susceptibilidad magnética efectiva de la zona por medio de la inversión de las anomalías magnéticas aplicando el método de la Inversión del Vector de Magnetización (Ellis *et al.* 2012). Como no se dispone de información sobre la magnetización de los cuerpos de la zona de estudio, la metodología mencionada se utilizó debido a que tiene en cuenta los efectos de la magnetización inducida y remanente sin el conocimiento a priori de la dirección y magnitud de éste último. Este tipo de modelado permite obtener imágenes de contrastes de magnetización dentro del edificio volcánico, definiendo la geometría y la profundidad de los cuerpos que generan las anomalías magnéticas.

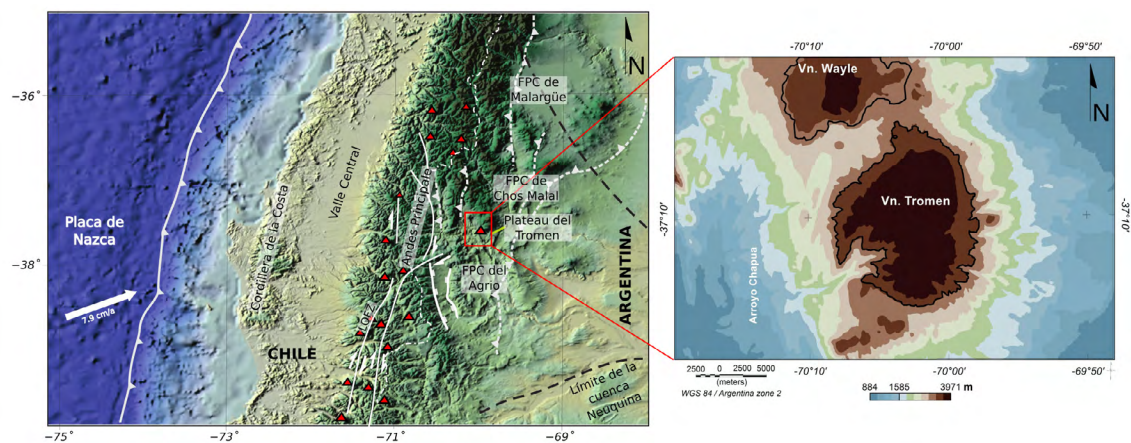
MARCO GEOLÓGICO

El sector orogénico comprendido en el área de estudio corresponde a un sistema conocido como faja plegada y corrida de Chos Malal (Fig. 1). Dicho sistema es el resultado de la inversión tectónica de estructuras extensionales del Pérmico Tardío, Triásico Tardío y Jurásico Temprano y del desarrollo de estructuras de piel fina y gruesa durante el Cretácico Tardío y Mioceno medio a tardío (Zollner y Amos 1973, Manceda y Figueroa 1995, Zapata *et al.* 1999). El basamento que intruyó el volcán Tromen está constituido por rocas sedimentarias marinas y continentales mesozoicas pertenecientes a la Cuenca Neuquina, previamente deformadas durante la expansión de la faja plegada a los ~15 Ma. (e.g. Rojas Vera *et al.* 2015).

Este evento contraccional del Mioceno tardío fue contemporáneo con una expansión y migración hacia el este del arco volcánico interpretada como una somerización de la placa de Nazca entre los ~19 y los ~5 Ma. (Kay *et al.* 2006, Litvak *et al.* 2015). Recientemente, este cambio en el ángulo de la losa se ha asociado a la subducción neógena de la pluma de la Payenia, la cual se ubicaba posiblemente en el Pacífico entre los 30 y 20 Ma. (Gianni *et al.* 2017). Entre los 4 y 3 Ma., el debilitamiento termomecánico de la losa oceánica asociado a la interacción prolongada con dicha anomalía térmica habría desestabilizado la subducción subhorizontal. Esto habría causado la ruptura de la placa oceánica, el empinamiento de la misma (Ramos y Folguera 2011), el escape de la pluma y su impacto con la litósfera continental iniciando un período extensivo con magmatismo de intraplaca dando origen a la provincia volcánica de retroarco de la Payenia (Bermúdez *et al.* 1993, Burd *et al.* 2014, Gianni *et al.* 2017). Los productos de la Payenia son más jóvenes que 5 Ma., con un aumento en la actividad volcánica en los últimos 2 Ma. (Llambías *et al.* 2010). Actualmente, estudios magnetotélúricos muestran un conductor casi vertical bajo la zona del volcán Payún Matrú que se alza por lo menos desde los 400 km y que evidencian el origen profundo para la fuente del sector sur de la Payenia (Burd *et al.* 2014). De acuerdo a los autores, este conductor representa una pluma desmembrada que conecta el manto superior profundo con la zona más superficial de los volcanes Payún Matrú, Tromen y Auca Mauhída. El volcán Tromen ocupa el sector sur-oc-

cidental de la Payenia y es parte de un grupo de aparatos volcánicos entre los que se encuentran el cerro Wayle y Tilhué (Figs. 1 y 2). Estos edificios volcánicos se encuentran sostenidos por una plataforma basáltica pleistocena que en conjunto forman una gran acumulación de productos de retroarco conocida como plateau volcánico del Tromen (Kay *et al.* 2006, Llambías *et al.* 2010). El volcán Tromen se asocia a una gran variedad de productos como domos riolíticos, lavas y flujos ignimbríticos con un rango de edades que van desde los 2,3 a los 0,8 Ma., y flujos lávicos máficos a mesosilícicos, asociados a complejos de diques con un rango de edades entre los 1,9 a 0,04 Ma. (Galland *et al.* 2007, Lamberti *et al.* 2014). De acuerdo a documentos históricos la actividad del volcán Tromen habría continuado hasta tiempos recientes (Havestadt 1752). Datos geoquímicos han demostrado que la mayor parte de las secuencias que forman el plateau volcánico del Tromen proceden de un fundido típicamente de intraplaca sin conexión con la placa oceánica subducida, con la excepción de la parte basal de esta secuencia de eventos, con edades de alrededor de 4 Ma. (Kay *et al.* 2006). Este plateau basáltico yace de manera discordante sobre la faja plegada y corrida de Chos Malal. Particularmente la zona del volcán Tromen se caracteriza por poseer una significativa actividad neotectónica coetánea con su magmatismo que se concentra en estructuras contraccionales y extensionales con un período de actividad principal entre el Pleistoceno y el Holoceno (Galland *et al.* 2007, Gianni *et al.* 2014, Sagripanti *et al.* 2014).

Figura 1. Modelo digital de elevación (ETOPO1, Amante y Eakins 2009). a) Se observa el sector noroccidental de la Cuenca Neuquina y Chile. En trazo continuo y discontinuo se presentan los principales sistemas neotectónicos de la región y las estructuras del Mioceno tardío respectivamente. El recuadro rojo se resalta la zona de estudio; b) Mapa topográfico de la zona de estudio. Abreviaturas: Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (LOFZ); Faja plegada y corrida (FPC).



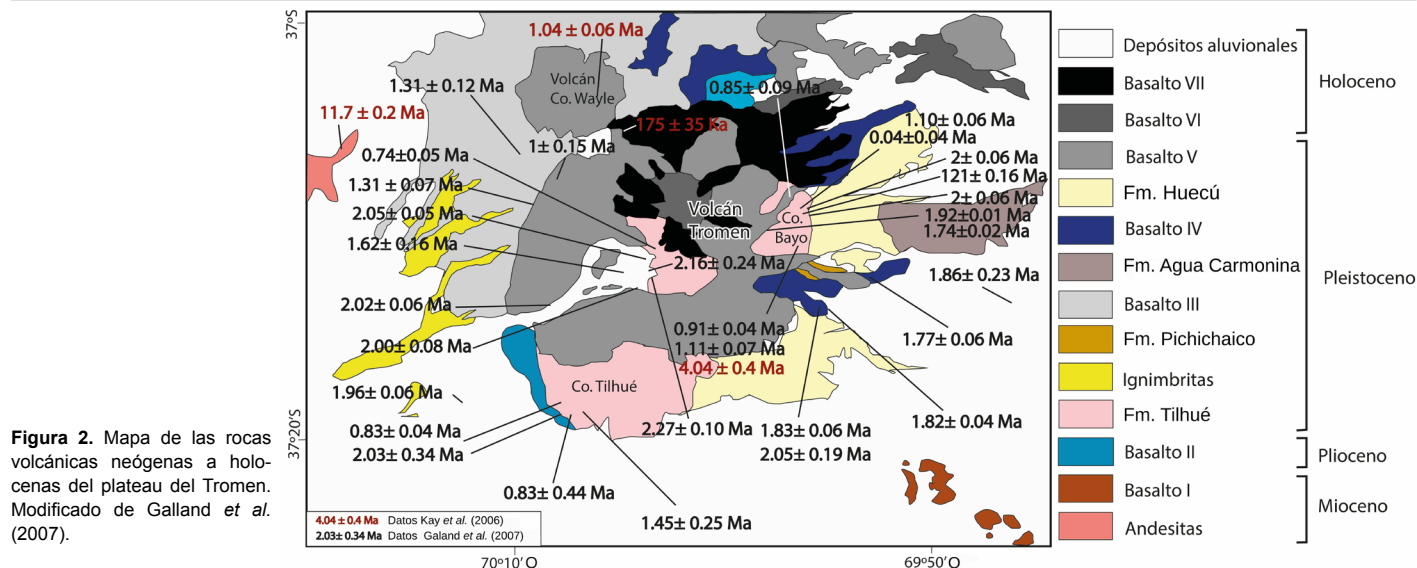


Figura 2. Mapa de las rocas volcánicas neógenas a holocenas del plateau del Tromen. Modificado de Galland *et al.* (2007).

PROCESAMIENTO DE LOS DATOS AEROMAGNÉTICOS

Los datos aeromagnéticos fueron recolectados por la empresa Carson Aerogravity sobre el área del volcán Tromen durante diciembre del 2004 y enero del 2005. Los datos fueron medidos a una altura de vuelo de 1 km siguiendo las líneas principales de vuelo con dirección E-O separadas cada 2 km con una resolución de 1 nT. Mientras que las líneas de control se realizaron con dirección N-S separadas cada 10 km. Los datos fueron cedidos en una grilla de intensidad total del campo magnético corregida por variación diurna con un tamaño de 500x500 m por medio del método de mínima curvatura.

Las anomalías magnéticas (Fig. 3a) se calcularon eliminando del mapa anterior el campo magnético principal obtenido del Campo Geomagnético de Referencia Internacional (IGRF) correspondiente al primer año de la adquisición de los datos. El modelo IGRF es obtenido y publicado por la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (IAGA por sus siglas en inglés) y la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica (IUGS por sus siglas en inglés). Este modelo es un conjunto de coeficientes de Gauss con sus variaciones seculares, de grado y orden $n = m = 1-10$. Los términos de grado inferior representan en gran medida el campo principal proveniente del núcleo externo (Hinze *et al.* 2013).

Reducción al polo de las anomalías magnéticas

La naturaleza dipolar de las anomalías magnéticas introduce una complejidad a la hora de su interpretación, por lo cual el proceso de reducción al polo permite eliminar o minimizar el efecto de la inclinación del campo regional. Por lo tanto, esta operación se utiliza para centrar la anomalía por encima del cuerpo causante y minimizar la asimetría causada por la dirección de magnetización no vertical del campo regional, suponiendo que el magnetismo remanente es pequeño con respecto al magnetismo inducido (Baranov, 1957, Phillips 2007). Para vincular las anomalías con las estructuras geológicas del área de estudio, se aplicó la reducción al polo de las anomalías magnéticas por medio del software Oasis montaj 9.3 de Geosoft, considerando que la inclinación y declinación promedio del campo regional en la zona es $I=-38^\circ$ y $D=+6^\circ$ respectivamente (Fig. 3b).

Cálculo de la anomalía magnética residual

Para analizar las anomalías magnéticas producidas por la corteza superior, se calculó un mapa de anomalías residuales en el cual se eliminan los componentes de larga longitud de onda de las anomalías, las cuales están vinculadas a fuentes magnéticas profundas.

Para realizar este filtrado se utilizó el filtro Butterworth por medio del módulo de filtrado interactivo del software Oasis montaj

9.3 de Geosoft, que permite a los usuarios observar la aplicación del mismo en tiempo real. El mapa de anomalías residuales se obtuvo con un filtro de orden 8 y una longitud de onda de 40 km (Fig. 3c), que proporcionaron el mejor resultado para diferenciar las estructuras bajo estudio.

Mejoramiento de anomalías: Ángulo de Tilt

Con el fin de resaltar los bordes y la forma de las estructuras alojadas en la corteza superior que generan efectos anómalos en el campo magnético, se calculó el ángulo de Tilt a partir del mapa de las anomalías magnéticas reducidas al polo. El ángulo de Tilt utiliza los gradientes horizontales y verticales del campo magnético asumiendo un modelo de contacto vertical sin requerir conocimientos previos sobre la geometría de las fuentes. El ángulo de Tilt se define como (Miller y Singh 1994, Salem *et al.* 2007a, b, Hinze *et al.* 2013):

$$AT = \tan^{-1} \left[\frac{\frac{\delta T}{\delta z}}{\left[\left(\frac{\delta T}{\delta x} \right)^2 + \left(\frac{\delta T}{\delta y} \right)^2 \right]^{0.5}} \right] \quad (1)$$

donde T es la anomalía magnética y x, y, z representan las direcciones horizontales y verticales. Las isolíneas de valor cero del ángulo de Tilt resaltan los contactos de los cuerpos con distintas características magnéticas (Fig. 3d). Además, el cálculo de

este ángulo es independiente de la dirección de magnetización, ya que la amplitud de la señal depende solo de la intensidad de magnetización y del rumbo de las estructuras geológicas (Miller y Singh 1994).

MODELO DE INVERSIÓN DE LAS ANOMALÍAS MAGNÉTICAS

Con el fin de obtener un modelo 3-D de los contrastes de susceptibilidad de la zona de estudio para identificar la estructura del volcán Tromen, se aplicó un método de inversión de las anomalías magnéticas considerando la magnetización como un vector.

La mayoría de los métodos de inversión suponen que la respuesta magnética surge solamente de la magnetización inducida. Cuando esta hipótesis es cierta, se pueden obtener resultados confiables. Sin embargo, si hay magnetización remanente se obtendrán resultados más realistas modelando la magnetización como un vector. Este hecho es tomado por el método de Inversión del Vector de Mag-

netization (MVI por sus siglas en inglés) desarrollado por Ellis *et al.* (2012), el cual incorpora la magnetización remanente e inducida sin conocimiento previo de la dirección o intensidad de la magnetización remanente.

El método de MVI se basa en obtener el vector magnetización (M) cuando se conoce el campo magnético (B) teniendo en cuenta una condición de regularización. En este caso se aplica la regularización de gradiente mínimo Tikhonov (Pereira *et al.* 2015), que resuelve M minimizando la distancia del campo magnético calculado por el modelo y el medido por medio de mínimos cuadrados.

El MVI, como todo problema magnético inverso, determina la distribución espacial de la susceptibilidad magnética (χ) considerando que está relacionada con la magnetización (M) mediante:

$$M = \chi H_e \quad (2)$$

donde H_e es el campo magnético externo. Teniendo en cuenta la anisotropía de la susceptibilidad magnética como un vector, la Ec. (2) se reescribe como:

$$M = \chi |H_e| \quad (3)$$

El algoritmo del MVI también considera la

magnetización remanente normal (M_{MRN}), que se representa como una componente de la magnetización efectiva (M_{ef}) y es proporcional al campo magnético externo. Por lo tanto, la magnetización efectiva se expresa como:

$$M_{ef} = M + M_{MRN} = \chi |H_e| + \chi_{MRN} |H_e| = \chi_{ef} |H_e| \quad (4)$$

donde χ_{MRN} es la pseudo-susceptibilidad remanente y χ_{ef} es la susceptibilidad efectiva (anisotropía + remanencia).

En este trabajo, la técnica MVI se aplicó a los datos de anomalía magnética residual (Fig. 3-C) para obtener un modelo 3-D de susceptibilidad efectiva (Fig. 4). Para la inversión se utilizó el software VOXI Earth Modeling de Geosoft (Geosoft 2013), con un cubo grillado de 325x300x250 m y una incertidumbre uniforme de 8 nT para los datos invertidos.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El mapa de anomalías magnéticas (Fig. 3a), presenta un rango de valores de -366 nT a 41 nT, mostrando los valores nega-

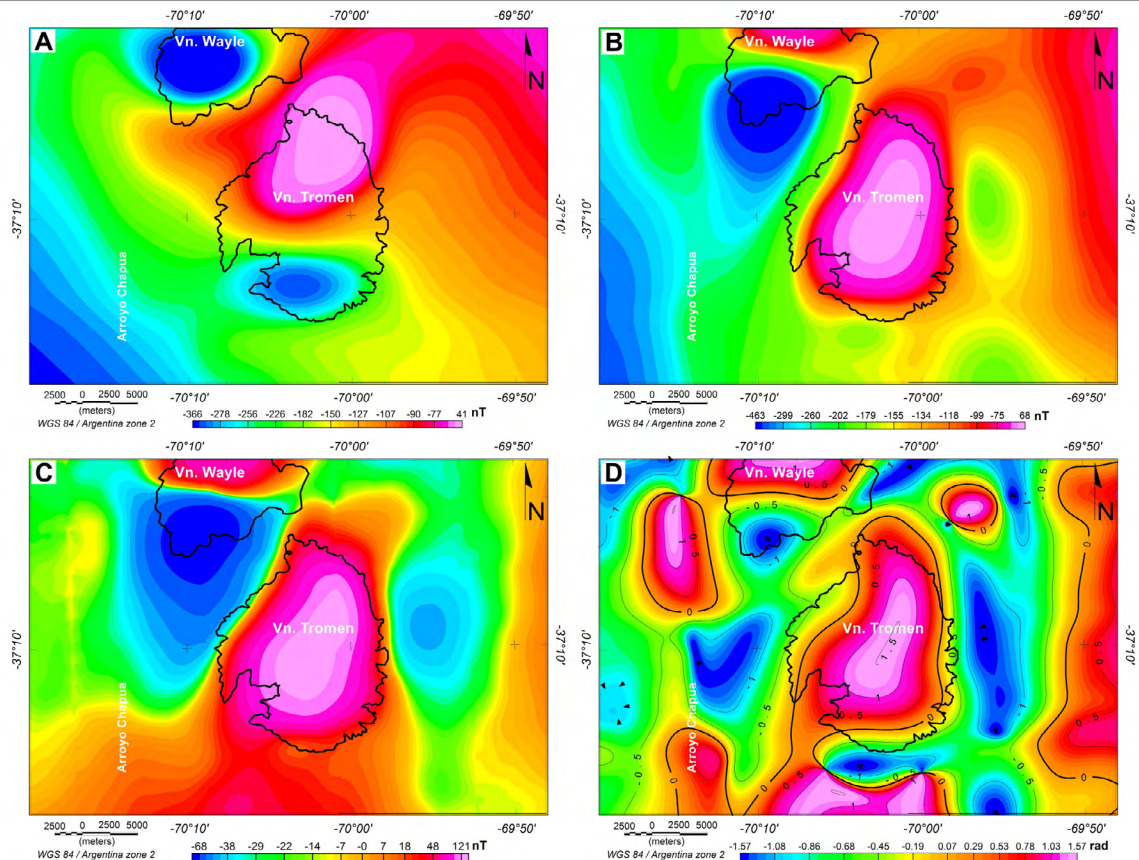


Figura 3. Mapas obtenidos del procesamiento de los datos aeromagnéticos en la zona del volcán Tromen. a) Anomalía magnética; b) Reducción al polo de las anomalías magnéticas; c) Anomalía residual obtenida al aplicar un filtro Butterworth de orden 8 y una longitud de onda de 40 km; d) Ángulo de Tilt aplicado a las anomalías magnéticas reducidas al polo, donde el contorno de valor cero indica los límites de las estructuras geológicas. En línea negra se representa la geometría de los volcanes Tromen y Wayle.

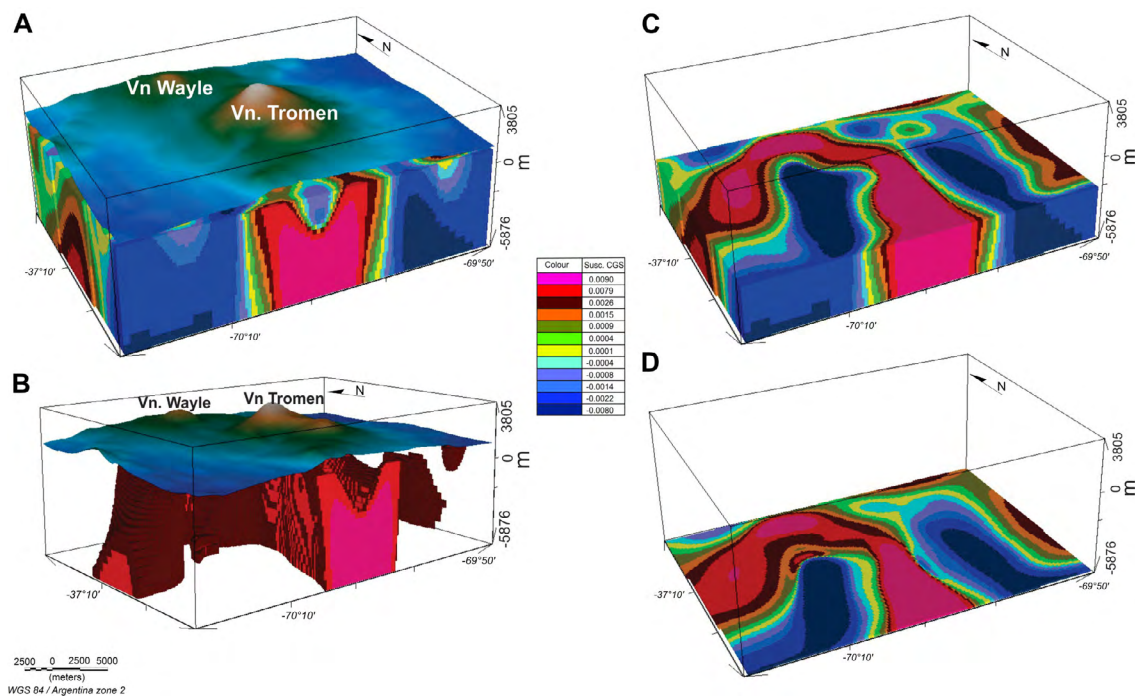


Figura 4. Modelo 3-D de la susceptibilidad efectiva calculada por medio del método de Inversión del Vector de Magnetización a partir de los datos de anomalía magnética residual. a) Mapa topográfico (ETOPO1, Amante y Eakins 2009) sobre el modelo de inversión magnética; b) Mapa topográfico sobre los máximos valores de susceptibilidad; c) Corte del modelo a una profundidad de -2 km.; d) Corte del modelo a una profundidad de -5.7 km

tivos en la zona del volcán Wayle, al sur del volcán Tromen y en el arroyo Chapúa. Mientras que los valores positivos se aprecian sobre el norte del volcán Tromen. La reducción al polo de las anomalías magnéticas se muestra en la figura 3b. Debido a que esta transformación supone que toda la magnetización es paralela al campo magnético de la Tierra y como no contamos con datos de remanencia en el área de estudio, consideramos a este mapa como auxiliar para la interpretación. El mapa de la anomalía reducida al polo (Fig. 3b) muestra que la anomalía positiva en el volcán Tromen es simétrica y centrada sobre su estructura causal, por lo tanto, su naturaleza dipolar fue eliminada/minimizada con éxito por la transformación de la reducción al polo. Por el contrario, se observa un efecto magnético negativo-positivo en la región del volcán Wayle, que podría indicar presencia de magnetismo remanente, pero esta opción se contrapone con las edades observadas en la región de estudio, que se ubican entre 2,3 a 0,8 Ma (Fig. 2), con lo cual ambos edificios volcánicos deberían presentar la misma señal magnética. Sin embargo, el efecto negativo en el sur de Wayle podría estar reflejando los importantes depocentros sedimentarios que interpretó Gianni *et al.* (2012), que se ubican en el sur del Wayle, Oeste del Tromen y arroyo Chapúa.

Las isólinas de valor cero del ángulo de Tilt en la Fig. 3-D, identifican los límites y el tamaño de las estructuras anómalas en subsuelo. Se aprecia en estas isólinas que el ángulo de Tilt delimita la estructura visible del volcán Tromen, confirmando que su conducto magmático es prácticamente vertical. El modelo 3D de susceptibilidad efectivas estimado por la inversión de las anomalías magnéticas se muestra en la figura 4, con un rango de valores de $\chi = -0.008$ SI a $\chi = 0.0090$ SI y una profundidad máxima de 6 km. Se observa en el modelo, que los valores más altos de susceptibilidad efectiva se ubican debajo del volcán Tromen. Además, muestra que la chimenea de este volcán se dispone vertical y centrada debajo de su edificio volcánico. A través de los diferentes cortes realizados en profundidad, se observa que la estructura vertical del volcán se continúa en profundidad, formando en planta una geometría cóncava hacia el oeste, que se extiende en el noroeste de la región de estudio, indicando una conexión entre las cámaras magmáticas de los volcanes Tromen y Wayle.

CONCLUSIÓN

La zona del *plateau* del Tromen se ha es-

tudiado exhaustivamente en forma superficial desde un punto de vista geológico logrando determinar la composición y edad de las rocas, la estratigrafía y la actividad neotectónica del área. Por medio de los nuevos datos aeromagnéticos presentados en este trabajo, se pudo determinar preliminarmente la geometría de la cámara magmática del volcán Tromen. Se determinó que su chimenea se encontraría ubicada de manera vertical continuando a más de 6 km de profundidad. Además, en planta presenta una geometría cóncava extendiéndose hacia el noroeste, sugiriendo una conexión con el volcán Wayle.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a CONICET por la ayuda económica brindada a través del Proyecto PIP 2014. A FONCYT por la ayuda económica a través del proyecto PICT 14 1697, y al Instituto Geofísico Sismológico Volponi, FCFN-Universidad Nacional de San Juan por facilitar las instalaciones para el desarrollo del trabajo. Los editores agradecen la revisión de Javier Peroni y un revisor anónimo.

REFERENCIAS

Amante, C. y Eakins, B. 2009. ETOPO1 1

- arc-minute global relief model: Procedures, data sources and analysis. National Geophysical Data Center, NOAA, Boulder Colorado. <https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/relief/ETOPO1/docs/ETOPO1.pdf>
- Baranov, V. 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravitometric anomalies. *Geophysics* 22: 359-382.
- Bermúdez, A., Delpino, D., Frey, F. y Saal, A. 1993. Los basaltos de retroarco extraandinos. En Ramos, V. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. Asociación Geológica Argentina, 161-172, Buenos Aires.
- Burd, A., Booker, J., Mackie, R., Favetto, A. y Pomposiello, M. 2014. Three-dimensional electrical conductivity in the mantle beneath the Payún Matrú Volcanic Field in the Andean backarc of Argentina near 36.5° S: Evidence for decapitation of a mantle plume by resurgent upper mantle shear during slab steepening. *Geophysical Journal International* 198: 812-827.
- Burd, A., Booker, J., Pomposiello, M., Favetto, A., Larsen, J., Giordanengo, G. y Orozco Bernal, L. 2008. Electrical conductivity beneath the Payún Matrú volcanic field in the Andean back-arc of Argentina near 36.5° S: insights into the magma source. 7^o International Symposium on Andean Geodynamics, Proceedings: 90-93, Nice.
- Ellis, R., de Wet, B. y Macleod, I. 2012. Inversion of magnetic data for remanent and induced sources. Australian Society of Exploration Geophysicists (ASEG), Extended Abstracts: 1-4.
- Galland, O., Hallot, E., Cobbold, P., Ruffet, G. y De Bremond d'Ars, J. 2007. Volcanism in a compressional Andean setting: A structural and geochronological study of Tromen volcano (Neuquén province, Argentina). *Tectonics* 26: TC4010.
- Geosoft Oasis Montaj. 2013. How-To-Guide, VOXI Earth modelling-Running an Inversion.
- Gianni, G., García, H., Lupari, M., Pesce, A. y Folguera, A. 2017. Plume overriding triggers shallow subduction and orogeny in the southern Central Andes. *Gondwana Research* 49: 387-395.
- Gianni, G. M., Giménez, M., Sagripanti, L., Rusconi, F., Folguera, A. 2012. La neotectónica en el flanco occidental del Tromen, frente orogénico andino a los 36°30'-37° S. XV Reunión Tectónica, Actas CD-ROM, San Juan.
- Gianni, G., Sagripanti, L., Folguera, A., Spagnuolo, M. y Giménez, M. 2014. Tectónica cuaternaria en el retroarco Andino a la latitud del volcán Tromen (37° S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71: 513-525.
- Havestadt, B. 1752. Mapa geográfico y diario del Padre Bernardo Havestadt (itinerario). http://es.wikisource.org/wiki/Memorias_de_Bernardo_Havestadt
- Hinze, W., Von Frese, R. y Saad, A. 2013. Gravity and magnetic exploration: Principles, practices, and applications. Cambridge University Press, 502 p., Cambridge.
- Kay, S., Burns, W., 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.
- Lamberti, M. C., Caselli, A. A. T. y Mariano, R. 2014. Estratigrafía del volcán Tromen, Provincia de Neuquén. XIX Congreso Geológico Argentino, Actas S23-22, Córdoba.
- Llambías, E., Bertotto, G., Rizzo, C. y Hernando, I. 2010. El volcanismo cuaternario en el retroarco de Payenia: una revisión. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67: 278-300.
- Litvak, V. D., Spagnuolo, M. G., Folguera, A., Poma, S., Jones, R. E. y Ramos, V. A. 2015. Late Cenozoic calc-alkaline volcanism over the Payenia shallow subduction zone, South-Central Andean back-arc (34°30'-37° S), Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 64: 365-380.
- Manceda, R. y Figueroa, D. 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén rift in the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. En: Tankard, A.J., Suárez, R.S. y Welsink, H.J., (eds), *Petroleum Basins of South America*. AAPG Memoir 62: 369-382.
- Miller, H. y Singh, V. 1994. Potential field Tilt-a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics* 32: 213-217.
- Pereira, J.G., Ando, J.L., Barbosa, R.D., Aisengart, T., Pardal, M. and Rech, M. 2015. Inversão do vetor de magnetização, com e sem o uso de vínculo geológico, nas regiões de Araxá e Tapira, Minas Gerais – Brasil. 14th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Actas: 294-299, Rio de Janeiro.
- Phillips, J. 2007. Geosoft executables (GX's) developed by the US Geological Survey, version 2.0, with notes on GX development from Fortran code. US Geological Survey. <https://pubs.usgs.gov/of/2007/1355/>
- Ramos, V. y Folguera, A. 2011. Payenia volcanic province in the Southern Andes: an appraisal of an exceptional Quaternary tectonic setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201: 53-64.
- Rojas Vera, E., Mescua, J., Folguera, A., Becker, T., Sagripanti, L., Fennell, L. y Orts, D., Ramos, V. 2015. Evolution of the Chos Malal and Agrio fold-thrust belts, Andes of Neuquén: Insights from structural analysis and apatite fission track dating. *Journal of South American Earth Sciences* 64: 418-433.
- Sagripanti, L., Rojas Vera, E., Gianni, G., Folguera, A., Harvey, J., Farías, M. y Ramos, V. 2014. Neotectonic reactivation of the western section of the Malargüe fold and thrust belt (Tromen volcanic plateau, Southern Central Andes). *Geomorphology* 232: 164-181.
- Salem, A., Williams, S., Fairhead, J. D., Ravat, D. y Smith, R. 2007b. Tilt-depth method: A simple depth estimation method using first-order magnetic derivatives. *The Leading Edge* 26: 1502-1505.
- Salem, A., Williams, S., Fairhead, D., Smith, R. y Ravat, D. 2007a. Interpretation of magnetic data using Tilt-angle derivatives. *Geophysics* 73: L1-L10.
- Zapata, T., Brissón, I. y Dzelalija, F. 1999. The role of the basement in the Andean fold and thrust belt of the Neuquén Basin. *Thrust Tectonics* 99: 122-124.
- Zollner, W. y Amos, A. 1973. Descripción Geológica de la Hoja 32b, Chos Malal (1:200,000). Carta Geológico Económica de la República Argentina 143, 91p., Buenos Aires.

Recibido: 9 de agosto, 2018

Aceptado: 26 de febrero, 2019