

AGRUPAMIENTO VOLCÁNICO TROMEN-TILHUE

Eduardo Jorge Llambías¹, Héctor A. Leanza² y Olivier Galland³

1. Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de La Plata, llambias@cig.museo.unlp.edu.ar 2. Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires y CONICET hleanz@yahoo.com.ar 3. Physics of Geological Processes (PGP), University of Oslo, Noruega, olivier.galland@fys.uio.no

RESUMEN

En el agrupamiento volcánico Tromen-Tilhue en el macizo del Tromen, se han reconocido dos tipos de volcanismo cuaternario con composiciones contrastadas: un volcanismo riolítico y otro andesítico. El riolítico está compuesto por domos, lavas y depósitos piroclásticos, con una edad comprendida entre 2,3 y 0,8 Ma. Sus rocas se caracterizan por carecer de fenocristales de cuarzo, poseer entre los fenocristales un solo feldespató sódico, piroxeno, anfíbol y biotita. El volcanismo andesítico está conformado principalmente por lavas y diques con edades comprendidas entre 1,9 y 0,04 Ma. La actividad más antigua se registró en el cerro Negro del Tromen y la más moderna en el extremo norte del macizo, en el volcán Tromen, donde se encuentran las lavas holocenas, compuestas por escasos y pequeños fenocristales de plagioclasa (An_{55-45}), clinopiroxeno, ortopiroxeno y escasa olivina. La estructura del macizo del Tromen es compleja por su larga historia, que comienza hacia el final de la sedimentación de la Cuenca Neuquina y estuvo sometido a dos periodos compresivos relacionados con el desarrollo de las fajas plegadas de Agrio y Malargüe, prolongándose la compresión durante el Cuaternario. En el flanco occidental del macizo del Tromen, se pueden observar lineamientos estructurales afectando las lavas basálticas de < 1 Ma que fueron interpretados como anticlinales asociados a una compresión E-O o con fallas normales relacionadas con una extensión E-O. El agrupamiento volcánico del macizo del Tromen forma parte del cinturón volcánico Tromen-Domuyo, cuya principal característica es la de cortar oblicuamente al cinturón orogénico andino calcoalcalino, con una faja cuyas rocas poseen una impronta comparable con intraplaca.

Palabras clave: Macizo del Tromen, volcán Tilhue, volcán Tromen, cinturón Tromen-Domuyo, estructura

ABSTRACT

The Tromen-Tilhue volcanic group. - The Tromen Massif hosts the Tromen-Tilhue volcanic group, where two types of Quaternary volcanism exhibiting two contrasted compositions have been recognised: a rhyolitic and an andesitic volcanism. The rhyolitic volcanism resulted in domes, lava flows and pyroclastic deposits, with ages ranging from 2.3 to 0.8 Ma. These rocks exhibit a lack of quartz phenocrysts, but they contain phenocrysts of sodium feldspars, pyroxenes, amphiboles and biotites. The andesitic volcanism mainly resulted in lava flows and dyke of ages ranging from 1.9 to 0.04 Ma. The oldest andesitic activity occurred in the Cerro Negro del Tromen area, and the youngest activity was constrained at the northernmost part of the massif, at the Tromen Volcano. These latter Holocene lavas contain plagioclase (An_{55-45}), clinopyroxene, orthopyroxene, and rare olivine phenocrysts. The structure of the Tromen Massif is complex due to its long history, which started during the final deposition of the Mesozoic sediments of the Neuquén Basin. It was followed by two periods of compressional tectonics associated with the formation of the Agrio and Malargüe fold-and-thrust belts; compressional deformation lasted during Quaternary. On the western flank of the Tromen Massif, structural lineaments affect basaltic young lava flows (< 1 Ma). There are two contrasted interpretations for these lineaments: they result either from (1) the recent reactivation of folds and thrusts in the Mesozoic sedimentary basement due to E-W shortening, or (2) normal faults associated with Quaternary E-W extension. The volcanic group of the Tromen Massif is part of the Tromen-Domuyo Volcanic Belt, which strikes oblique to the main calc-alkaline Andean orogenic belt. The rocks of this volcanic belt exhibit intraplate compositions.

Key words: Tromen Massif, Tilhue volcano, Tromen volcano, Tromen-Domuyo Volcanic Belt, structure

INTRODUCCIÓN

El agrupamiento volcánico Tromen-Tilhue se encuentra en el alto estructural de la Cuenca Neuquina denominado macizo del Tromen por Braccini (1970). Este alto es el resultado de la tectónica compresiva que modeló la faja plegada de Agrio en el Cretácico más Tardío (Ramos 1978) y que luego se reactivó durante la etapa contraccional del Neógeno (Galland *et al.* 2007b; Cobbold & Rossello 2003). Hasta el presente se han reconocido en el macizo del Tromen dos tipos de volcanismo cuaternarios con composiciones contrastadas: un volcanismo riolítico y un volcanismo andesítico. El primero, más antiguo, es un volcanismo dómico al cual se asocian fases explosivas y está constituido por domos y depósitos piroclásticos silíceos. El segundo incluye la actividad del volcán cerro Negro del

Tromen y del reciente volcán Tromen, el cual tiene la morfología de un volcán estromboliano (Fig. 1), cuya estructura interna se desconoce por falta de erosión. Las sedimentitas de la Cuenca Neuquina y antiguos basaltos de dudosa ubicación estratigráfica, conforman el basamento del volcanismo cuaternario del macizo del Tromen (Fig. 2).

Los productos volcánicos silíceos y andesíticos en el macizo del Tromen (Fig. 3) representan las localidades tipo de las unidades *Tilhuelitense* y *Tromenlitense* definidas por Groeber (1946, 1947) para caracterizar gran parte de las rocas extrusivas «andesíticas» del Cuaternario y los «basaltos» holocenos respectivamente. Con posterioridad la nomenclatura fue adaptada al código estratigráfico vigente por lo cual recibieron las denominaciones de Fms. Tilhue y Tromen. No obstante, hay que tener en cuenta que la Fm. Tilhue está representada por facies dómicas y piroclásticas



Figura 1: Volcán Tromen visto desde la ruta nacional 40. Al pie del mismo y parcialmente cubierto por lavas y lahares provenientes de este volcán se encuentran los domos riolíticos del cerro Bayo, integrante de la Fm. Tilhue. La verdadera altura del volcán Tromen es la que se observa por encima del quiebre de la pendiente.

cas riolíticas provenientes de la evolución del complejo volcánico Tilhue, por lo cual es incierta su generalización estratigráfica a otras regiones. Lo mismo sucede con las erupciones andesíticas del Tromen y del cerro Negro del Tromen, mal clasificadas como basaltos. Por esto, no es precisa la utilización de estos nombres estratigráficos en regiones alejadas, desconectadas desde un punto de vista volcánico.

PRODUCTOS VOLCÁNICOS DEL MACIZO DEL TROMEN

Volcanismo silíceo

Todo el volcanismo silíceo del macizo del Tromen fue originalmente descrito por Groeber (1946) como Andesita 3 o Tilhuense. Posteriormente (Groeber 1947) lo describió como Tilhuelitense con composiciones «..liparíticas y dacíticas..» con andesitas subordinadas. Zöllner & Amos (1973) describieron a estas volcanitas como Andesita III y las incluyeron en el Pleistoceno.

El volcanismo silíceo del macizo del Tromen es de composición predominantemente silícica cuyas rocas clasifican como riolitas (Fig. 4). Está constituido por domos exógenos (Fig. 5), lavas y depósitos piroclásticos. Los domos tienen diámetros entre 0,1 y 1 km, poseen una estructura interna con un marcado bandeamiento por flujo, y sus rocas son porfíricas con pastas vítreas a esferulíticas. Los fenocristales están compuestos por plagioclasa (An_{20-30}), clinopiroxeno, anfíbol y biotita (Galland *et al.* 2007b). Al igual que las riolitas y dacitas del volcán Domuyo (Llambías *et al.* 1978a), las de la Fm. Tilhue no contienen fenocristales de cuarzo, por lo cual fueron descritas como andesitas. Tanto en el macizo del Tromen como en el braquianticlinal de Domuyo, entre los fenocristales de las riolitas se encuentran piroxenos, sugiriendo que en ambos casos se trata de riolitas de alta temperatura.

Las rocas de la Fm. Tilhue probablemente se encuentran en todo el macizo del Tromen, aunque sus afloramientos están restringidos en tres sectores donde no lle-

garon las lavas del volcán Tromen. Sus mejores afloramientos se encuentran en el cerro Tilhue, donde afloran varios domos y depósitos piroclásticos. En el faldeo oriental del Tromen se encuentran los afloramientos del cerro Bayo, semejantes a un *nunatak* por estar rodeado por las lavas andesíticas del Tromen. Otra localidad es El Paso, al sur del Tromen en la cual también afloran domos riolíticos y remanentes de depósitos piroclásticos. Algunos depósitos de ignimbritas, como las que se encuentran en el camino a Tricao Malal, valles de los arroyos Blanco y Chapúa y al sur-este del cerro Tilhue (muestra CM05-01 de Galland *et al.* 2007b), han sido atribuidos a las erupciones del Tilhue por Zöllner & Amos (1973).

Volcanismo andesítico

El volcanismo andesítico del agrupamiento Tromen-Tilhue forma la mayor parte del cerro Negro del Tromen, de los llanos alrededor de la laguna Los Barros, al pie del Tromen, y de la cumbre del volcán Tromen en el extremo norte del macizo del Tromen. La cumbre del volcán Tromen es la más joven con una altura absoluta de 4.114 m s.n.m, y sobresale por encima de la superficie promedio del macizo alrededor de 700 metros. El área ocupada por el cono principal y conos adyacentes abarca un área de 12 km², mientras que el área abarcada por sus coladas es de 270 km² y consiste de un cráter central de 500 m de diámetro y nueve conos de escoria alrededor del cráter. Las laderas del cráter principal contienen impregnaciones de azufre nativo. En cambio, el cerro Negro del Tromen es un edificio más antiguo porque su cono y sus lavas muestran un considerable grado de erosión.

Las últimas coladas acompañan la actual topografía fielmente. No muestran erosión ni tampoco lo hace el terreno por donde fluyeron. Son lavas con terminaciones en lóbulos, con superficies groseramente cordadas por las crestas de presión, con morfología de lavas aa y de bloques, de 8-20 m de espesor, que se ramifican y anastomosan con facilidad debido a su alta fluidez. Un cálculo de su viscosidad basado en el modelo propuesto por Giordano

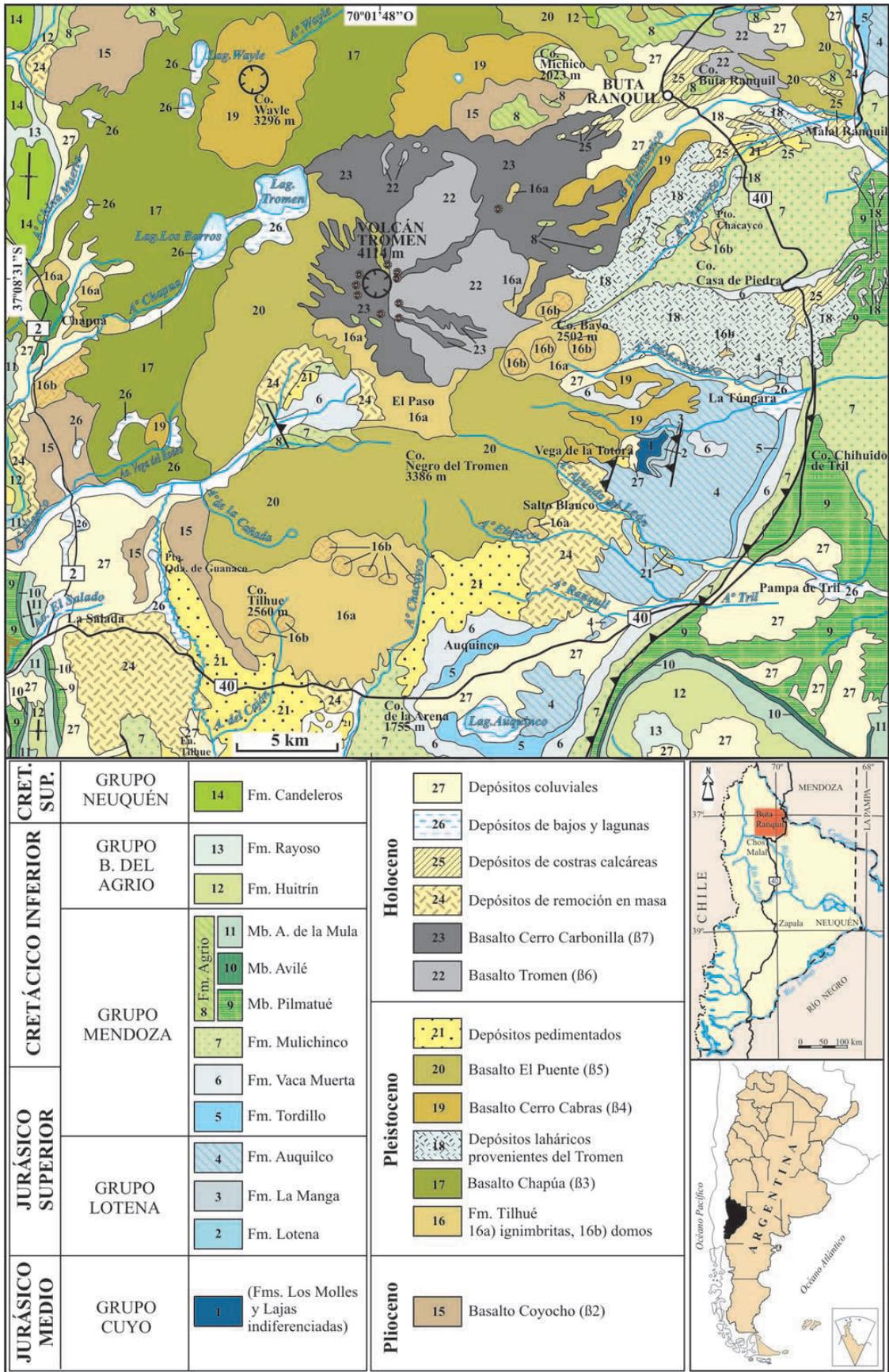


Figura 2: Mapa geológico del macizo del Tromen extractado de la Hoja Geológica 3769-III, Chos Malal (Leanza 2010). Los complejos volcánicos cuaternarios incluyen la secuencia silícica de El Paso, Tilhue y cerro Bayo. El volcanismo andesítico se encuentra en cerro Negro del Tromen, Cuaternario Inferior, y en el volcán Tromen, cuyas últimas lavas llegan hasta el Holoceno. El cráter principal del Tromen está rodeado de nueve conos de escoria a través de los cuales fluyeron las últimas lavas de este volcán.

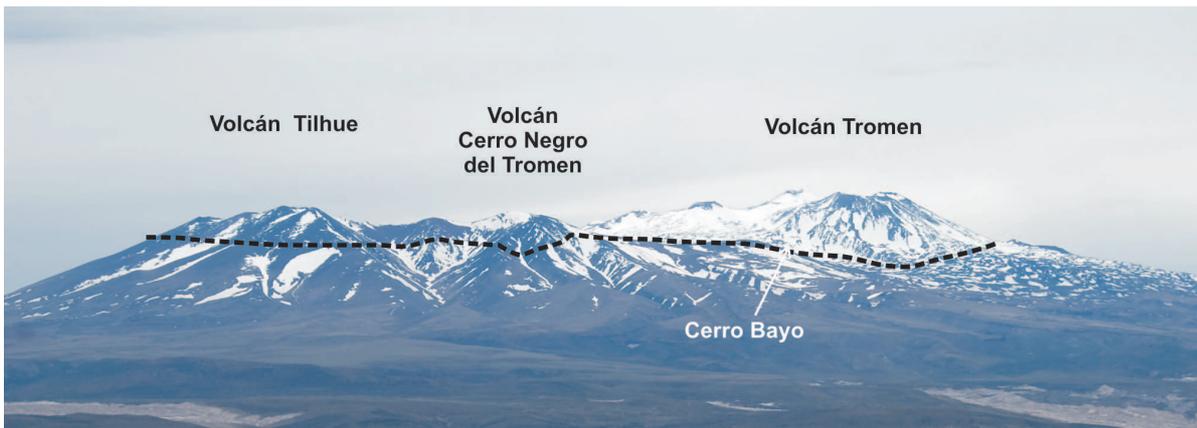


Figura 3: Vista del macizo del Tromen desde el este. Su núcleo está constituido por las sedimentitas de la Cuenca Neuquina. El agrupamiento volcánico Tilhue - Cerro Negro del Tromen - Tromen se asienta sobre este basamento. El volcán Tromen es el más joven y sus últimas lavas son holocenas (Llambías *et al.* 1982). Los domos riolíticos del cerro Bayo son posibles remanentes del volcán Tilhue, parcialmente cubierto por las lavas del Tromen, lo cual sugiere que el Tilhue era un volcán más grande que lo que se aprecia en la actualidad. La línea cortada negra indica aproximadamente la altura de las sedimentitas de la Cuenca Neuquina.

et al. (2008) da entre $1,0 \times 10^4$ y $2,0 \times 10^4$ Pa s, asumiendo una temperatura promedio de la lava de 1000°C . Las últimas coladas quedaron circunscriptas al entorno del volcán, y solamente fluyeron unos 6 km por el piedemonte. Una de ellas se detuvo 2 km antes de Buta Ranquil (Fig. 6).

Las rocas son porfíricas, escoriáceas, negras, semejantes a basaltos, pero clasifican mayormente como andesitas, con extremos en andesitas basálticas y dacitas (véase Fig. 4). Los fenocristales (<20% en volumen, Galland *et al.* 2007b) están compuestos por 80-90% de plagioclasa zonal (An_{55-45}), prismática, con textura en panal de abeja. El resto de los fenocristales está compuesto por clinopiroxeno, ortopiroxeno y escasa olivina. Es frecuente la presencia de microglomérulos de ortopiroxeno, clinopiroxeno, plagioclasa y escasa olivina, a veces con texturas ofíticas (Llambías *et al.* 1982).

Depósitos laháricos provenientes del Tromen

En el flanco oriental del volcán Tromen se ha reconocido un lahar que fue mapeado por Holmberg (1976) den-

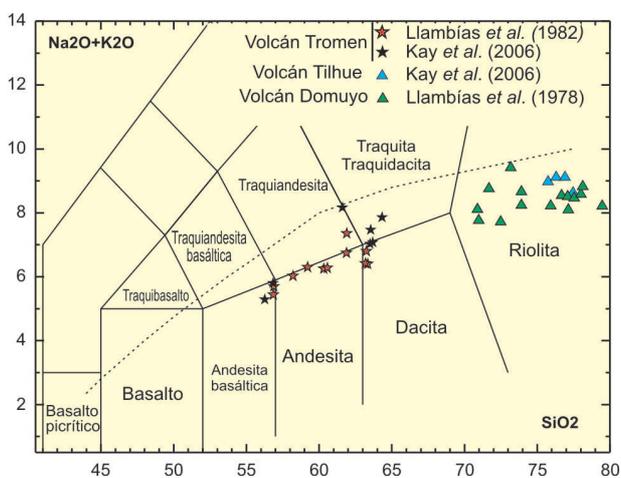


Figura 4: Diagrama TAS de rocas de los volcanes Tilhue y Tromen. Para comparación se graficaron las riolitas del volcán Domuyo, según datos de Llambías *et al.* (1978). Los nombres de las rocas son según Le Maitre (2002). La línea cortada separa el campo alcalino del subalcalino según Irving & Baragar (1971).

tro de la Fm. Arroyo Huecú. El lahar arrastró enormes bloques escoriáceos suspendidos en material fino, también escoriáceo, y agua (Fig. 7). Sus depósitos, aterrazados y parcialmente erodados, abarcan un área de 150 km^2 y sus porciones distales ($37^\circ 07' 22''\text{ S} - 60^\circ 45' 57''\text{ O}$) se encuentran a 23 km del lugar de su posible origen. Este lahar sigue groseramente una topografía similar a la actual, aunque el volumen y energía fue tan grande que la rebalsó. En la quebrada de El Huecú y ruta nacional 40 ($37^\circ 08' 41''\text{ S} - 69^\circ 48' 30''\text{ O}$) se aprecia un desnivel de 12 m respecto al valle actual (Fig. 8), por lo cual se estima que su edad corresponde al Pleistoceno Tardío.

EVOLUCIÓN VOLCÁNICA DEL AGRUPAMIENTO TROMEN-TILHUE

Trabajos geológicos y geocronológicos recientes permiten establecer una historia volcánica compleja en el macizo del Tromen. En efecto, se puede demostrar la ocurrencia al menos de dos episodios de volcanismo silíceo incluidos en la Fm. Tilhue en alternancia con un volcanismo andesítico.

Actividad silíceo

Aunque todas las riolitas del macizo del Tromen fueron mapeadas en la Fm. Tilhue, las relaciones estratigráficas y las dataciones muestran que la actividad riolítica fue más complicada que el simple hecho de agruparlas en una única formación. Por el momento se han reconocido dos episodios distintos en el tiempo.

El primer episodio silíceo, que hasta ahora es el más antiguo del macizo del Tromen, produjo las riolitas de la localidad de El Paso (véase Fig. 2). Los domos y coladas dómicas riolíticas afloran directamente en contacto con el basamento sedimentario mesozoico deformado. Los depósitos piroclásticos que se encuentran a lo largo de la valle del arroyo Blanco y del arroyo Chapúa afloran también en contacto directo sobre el basamento sedimentario. Los depósitos piroclásticos rellenan valles de una topografía anterior al volcanismo. Estas observaciones mues-

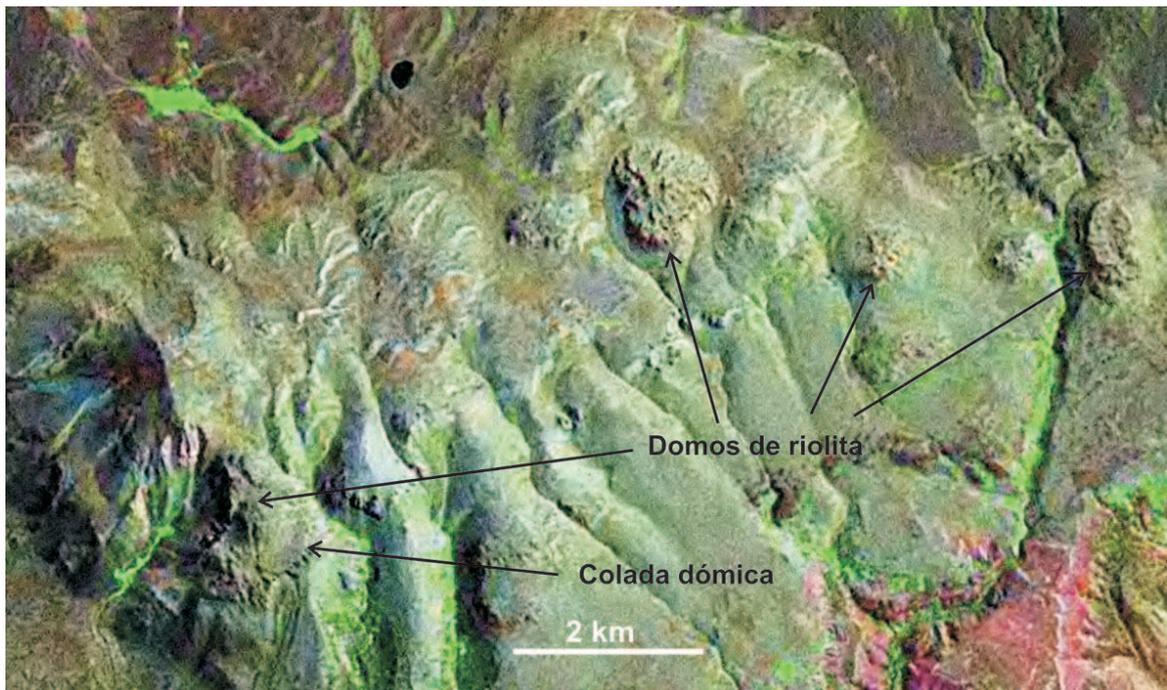


Figura 5: Imagen Landsat 7 provista por CONAE que muestra al volcán Tilhúe en el extremo sur del macizo del Tromen. Los domos de riolita reflejan la elevada viscosidad del magma por lo cual se destacan en el paisaje. El mayor de ellos tiene 1,2 km de diámetro.

tran que este episodio riolítico fue la primera actividad volcánica del macizo del Tromen. El volcanismo silíceo en El Paso está principalmente comprendido entre $2,27 \pm 0,10$ Ma y $2,03 \pm 0,26$ Ma (Galland *et al.* 2007b). Los depósitos piroclásticos de composición riolítica tienen un edad similar (muestra CM05-01, $1,96 \pm 0,06$ Ma, Galland *et al.* 2007b), lo cual sugiere que estos productos están asociados a los domos volcánicos de El Paso.

Este primer episodio ocurrió también en otras localidades del macizo del Tromen, con menor importancia. Edades similares fueron obtenidas: 1) para una

riolita ($2,00 \pm 0,06$ Ma) que subyace a los domos riolíticos del cerro Bayo y 2) para una riolita ($2,03 \pm 0,34$ Ma) de los domos del cerro Tilhúe. Estos datos indican que la primera actividad riolítica se distribuyó sobre todo el macizo del Tromen. La edad de $4,0 \pm 0,4$ Ma obtenida por Kay *et al.* (2006) para un domo de riolita del cerro Bayo es bastante más antigua que las edades dadas por Galland *et al.* (2007b) para esta localidad, por lo cual debería revisarse.

Un segundo episodio silíceo produjo la mayor parte de las riolitas al cerro Tilhúe y las del cerro Bayo. Los do-



Figura 6: Vista desde Buta Ranquil de las coladas de andesitas piroxénicas holocenas del volcán Tromen. Una de ellas se detuvo a sólo 2 km de la actual población. Los afloramientos de tonalidades claras que emergen entre las lavas en el centro de la fotografía corresponden, según Holmberg (1976), a la Fm. Tilhúe.



Figura 7: Detalle del lahar proveniente del Tromen. Bloques de tamaño muy diferente yacen en una matriz arenosa compuesta por material escoriáceo vítreo. La casi totalidad de los bloques corresponden a andesitas escoriáceas similares a las del volcán Tromen. Poco al sur de Buta Ranquil ($37^{\circ} 05' 41''$ S - $69^{\circ} 48' 29''$ O).

mos del cerro Bayo se emplazaron en discordancia sobre una superficie de erosión que corta dos flujos andesíticos de edades $1,92 \pm 0,01$ y $1,74 \pm 0,02$ Ma (Galland *et al.* 2007b) observadas en la valle del arroyo Chacaico. En consecuencia, las riolitas del cerro Bayo son más jóvenes que la primera actividad volcánica andesítica del macizo del Tromen. Edades obtenidas por Galland *et al.* (2007b) entre $1,21 \pm 0,16$ y $0,85 \pm 0,09$ Ma confirman esta conclusión. Por debajo de las riolitas del cerro Bayo se encuentran riolitas más antiguas ($2,00 \pm 0,06$ Ma; Galland *et al.* 2007b), que tal vez se puedan correlacionar en el tiempo con el primer episodio silíceo. Las relaciones geológicas entre las riolitas del cerro Tilhue y las otras formaciones volcánicas del macizo del Tromen no son evidentes. Dataciones entre $2,03 \pm 0,34$ y $0,83 \pm 0,04$ Ma muestran que la actividad riolítica principal en el cerro Tilhue fue más joven que la de El Paso y de edad equivalente a la del cerro Bayo.

Actividad andesítica

Las erupciones andesíticas más antiguas del macizo del Tromen parecen estar asociadas con el origen del cerro Negro del Tromen (Fm. Basalto El Puente, véase Fig. 2). Este cerro corresponde a un edificio volcánico importante formado por la acumulación de flujos andesíticos. Localmente, las lavas andesíticas se depositaron sobre la parte sur de los domos riolíticos de El Paso. Esta observación es compatible con los edades de las andesitas del cerro Negro del Tromen (entre $2,05 \pm 0,19$ y $1,83 \pm 0,06$ Ma; Galland *et al.* 2007b), que son un poco más jóvenes que las riolitas de El Paso.

Las andesitas de la Fm. Basalto Cerro Cabras al norte-oeste de la Yesera (véase Fig. 2) tienen edades similares a las de la Fm. Basalto El Puente ($1,82 \pm 0,04$ y $1,77 \pm 0,06$ Ma; Galland *et al.* 2007b). De acuerdo con esto, estas andesitas parecen también estar asociadas al cerro Negro del Tromen. Al noreste del citado cerro, dos flujos de andesita, que subyacen a las riolitas del cerro Bayo, afloran en el valle del arroyo Chacaico; estos flujos son los que fueron cortados por la superficie de erosión sobre cual se emplazaron los domos riolíticos del cerro Bayo (véase Actividad silíceo). Sus edades de $1,92 \pm 0,01$ y $1,74 \pm 0,02$ Ma (Galland *et al.* 2007b) son también similares a las de las andesitas del cerro Negro del Tromen.

En la parte alta de la valle del arroyo Blanco afloran diques andesíticos orientados E-O que intersectan los domos riolíticos de El Paso. Las edades de estos diques se encuentran entre $2,05 \pm 0,05$ y $1,62 \pm 0,16$ Ma (Galland *et al.* 2007b), por lo cual son más jóvenes que las riolitas. Estas edades son similares a las de las andesitas del cerro Negro del Tromen, lo cual sugiere que estos diques alimentaban los flujos de este primer episodio andesítico.

El gran llano basáltico-andesítico alrededor de la laguna Los Barros corresponde a los flujos andesíticos de la Fm. Basalto Chapúa (Fig. 2). Esta unidad fue considerada más antigua que la Fm. Basalto El Puente. Sin embargo, muestras de la Fm. Basalto Chapúa dan edades entre $1,44 \pm 0,08$ y $1,31 \pm 0,07$ Ma (Kay *et al.* 2006; Galland *et al.* 2007b), más jóvenes que las andesitas y los diques del cerro Negro del Tromen.

Las andesitas del cerro Wayle al norte de la laguna del Tromen corresponden a la Fm. Basalto Cerro Cabras, que fueron consideradas más antiguas que la Fm. Basalto El Puente y más reciente que la Fm. Basalto Chapúa. Sin embargo, una muestra de esta unidad dio una edad de $1,04 \pm 0,06$ Ma (Kay *et al.* 2006). Esta edad es similar a la de una muestra de la Fm. Basalto El Puente (LB03, $1,00 \pm 0,15$ Ma; Galland *et al.* 2007b).

Las últimas erupciones del macizo del Tromen corresponden a las de la cumbre del volcán Tromen. Los flujos andesíticos tienen su morfología intacta y han fluído por las quebradas actuales, por lo cual no se descarta que sean holocenas (Llambías *et al.* 1982) y hasta posiblemente históricas (Havestadt 1752; Simkin & Siebert 1994; Folguera *et al.* 2008b). Son posteriores al gran lahar que fluyó por el faldeo oriental. Las dataciones obtenidas son de $0,18 \pm 0,04$ Ma (Kay *et al.* 2006) y $0,04 \pm 0,04$ Ma (Galland *et al.* 2007b). Por esto, podemos afirmar que la actividad en la cumbre del volcán Tromen es posterior a la actividad riolítica de la Fm. Tilhue y perduró hasta el Holoceno.

ESTRUCTURA DEL MACIZO DEL TROMEN

La estructura del bloque elevado (Fig. 3) del macizo del Tromen (Ramos *et al.* 2011, este Relatorio) es compleja por su larga historia, que comenzó hacia el final de la sedimentación de la Cuenca Neuquina y estuvo sometido a dos periodos compresivos relacionados con las fajas plegadas del Agrio y Malargüe, desarrolladas durante el Cretácico Tardío y Mioceno respectivamente. No obstante, para entender la relación entre la actividad volcánica del Tilhue y Tromen con las estructuras regionales, es importante conocer la deformación cuaternaria. Algunos autores argumen-

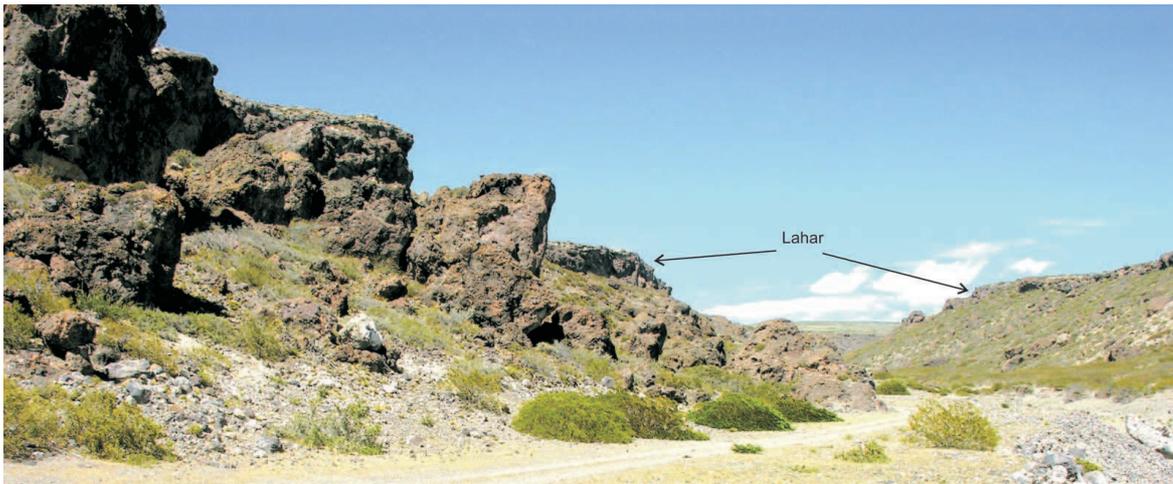


Figura 8: Aspecto general del lahar mostrado en Fig. 7. En la terraza norte del valle se observa el lahar colgado a unos 12 m sobre el piso del valle actual, lo cual indica un cierto periodo erosivo, aun no cuantificado. A la izquierda, el lahar aparece parcialmente derrumbado sobre la quebrada actual.

tan que el régimen tectónico cuaternario es extensivo (Folguera *et al.* 2006; Kay *et al.* 2006, Ramos & Folguera 2010), mientras que otros proponen que el régimen tectónico es compresivo (Cobbold & Rossello 2003; Galland *et al.* 2007b; Guzmán *et al.* 2007; Messenger *et al.* 2010).

La particularidad del macizo del Tromen es que su basamento está mayormente constituido por las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina y no por las rocas volcánicas. El macizo del Tromen tiene una altura de alrededor de 3.000 metros. Sin embargo, el cono principal del volcán Tromen tiene un despegue de 700 m con respecto a las alturas circundantes y la cobertura de las lavas en sus laderas es de apenas unos pocos metros de espesor (véase Fig. 3). Esta estructura particular se puede observar a lo largo del valle del arroyo Blanco, en el flanco occidental del volcán. Este valle erosiona localmente el plano volcánico del macizo del Tromen, exponiendo su estructura. En la parte baja de este valle se puede observar la Fm. Agrio deformada en anticlinales asimétricos de vergencia oeste. Aquí la cobertura volcánica, discordante, no supera los 100 metros. Asimismo, al este de la laguna Los Barros, la delgada cobertura volcánica favorece la existencia de un manadero de petróleo en las volcanitas (Cruz *et al.* 1996). En la parte alta del valle del arroyo Blanco se observan 6 km de sedimentitas mesozoicas deformadas, donde afloran las Fms. Agrio, Mulichinco, Vaca Muerta y posiblemente Tordillo. La Fm. Vaca Muerta se encuentra a 3.000 m. s.n.m. En las nacientes de este valle, en El Paso, se encuentran los domos riolíticos del volcán Tilhue.

La estructura principal del flanco oriental del macizo del Tromen está marcada por un cabalgamiento con vergencia hacia el este sobre Pampa Tril. Corresponde a un anticlinal asimétrico, de gran longitud de onda, localmente invertido, con vergencia hacia el este y que afecta toda la secuencia mesozoica. La forma de este cabalgamiento es curvada alrededor del pie del macizo del Tromen y se prolonga en profundidad por debajo de éste. Más al sur el cabalgamiento continúa en forma recta, con orientación N-S. El cabalgamiento del Tromen está relacionado a otras dos fallas inversas, representadas por los cabalgamientos de La Yesera y La Titora, ambos con vergencia al este y relacionados con un anticlinal asimétrico.

El desplazamiento asociado al sistema de cabalgamiento del Tromen es importante. En efecto, en el núcleo del anticlinal por encima del cabalgamiento de La Yesera aflora la Fm. Lajas, por lo cual se infiere que el desplazamiento es de algunos kilómetros. Asimismo, en el flanco oeste del macizo del Tromen, las sedimentitas mesozoicas se encuentran a más de 2.000 m de altura, justamente bajo las formaciones volcánicas (arroyo Blanco, Galland *et al.* 2007b). Esta observación muestra también que la cobertura volcánica es delgada.

Estructuras menores

Es difícil de establecer el contexto tectónico cuaternario del volcán Tromen porque: 1) la intensidad de la deformación es baja, 2) hay pocas formaciones sedimentarias cuaternarias que revelen la deformación y 3) las estructuras tectónicas no son claramente visibles en formaciones volcánicas. Sin embargo, se pueden observar algunas estructuras afectando las formaciones volcánicas del Tromen.

En el flanco occidental del macizo del Tromen, se pueden observar lineamientos estructurales afectando las lavas basálticas de <1 Ma (Galland *et al.* 2007b; Folguera *et al.* 2008a). Estos lineamientos orientados N-S son interpretados como anticlinales asociados con una compresión E-O por Galland *et al.* (2007b), en tanto que Folguera *et al.* (2008a) los consideraron como fallas normales asociadas con una extensión E-O. Estos lineamientos se correlacionan estructuralmente con las estructuras compresivas del basamento sedimentario que afloran en la parte baja del valle del arroyo Blanco (Galland *et al.* 2007b): los lineamientos que afectan las lavas se localizan justamente arriba de las estructuras compresivas del basamento. Esta correspondencia indica que las lavas fueron deformadas por la reactivación de las estructuras compresivas durante el último millón de años.

En la parte alta de la valle del arroyo Blanco (entre 2.000 y 3.000 m de altura) se pueden observar filones basáltico-andesíticos verticales y un *sill* andesítico cortado por los diques (Galland *et al.* 2007b). El *sill* y los diques son compatibles con un régimen tectónico compresivo E-O, localmente afectado por el edificio volcánico del Tromen,

pero no son compatibles con un régimen tectónico extensivo E-O. Los edades recientes de los filones (entre $2,05 \pm 0,05$ Ma y $1,62 \pm 0,16$ Ma) y del *sill* ($2,16 \pm 0,24$ Ma; Galland *et al.* 2007b) muestran que la historia durante el desarrollo del volcán fue controlada por una tectónica compresiva. Además, dos de estos diques son cortados por fallas inversas asociadas con una compresión E-O (Galland *et al.* 2007b).

Los domos riolíticos del volcán Tilhue están orientados a lo largo de los lineamientos estructurales E-O (Galland *et al.* 2007b). Los diques basáltico-andesíticos del valle del arroyo Blanco, están probablemente asociados con fracturas abiertas orientados E-O, de acuerdo con un régimen compresivo E-O, o con un régimen extensivo N-S, pero no son compatibles con un régimen extensivo E-O.

DISCUSIÓN

Las observaciones geológicas y las dataciones en el agrupamiento volcánico Tromen-Tilhue revelan que la actividad volcánica fue compleja, con varias cámaras magmáticas, probablemente de multi-inyección, que se desarrolló en un lapso de más que 2 Ma. Se caracteriza por erupciones riolíticas y andesíticas, las cuales fueron discontinuas durante su actividad. Las erupciones silíceas fueron alimentadas desde una o varias cámaras de similar composición, las cuales probablemente fueron realimentadas por inyecciones sucesivas, no descartándose la mezcla de magmas al variar la composición de las inyecciones. El tiempo de evolución del agrupamiento volcánico en el macizo del Tromen no difiere de otros agrupamientos volcánicos complejos, por lo cual es posible que haya tenido una continua y espasmódica evolución. La actividad riolítica de los cerros Tilhue y Bayo alternó con la actividad andesítica del volcán del cerro Negro del Tromen, entre 2,0 y 1,8 Ma (Galland *et al.* 2007b), por lo cual una mezcla de magmas pudo ser posible.

Las erupciones y domos de la Fm. Tilhue es de composición predominantemente riolítica y sus rocas afloran en tres localidades dentro del macizo del Tromen: cerro Tilhue, cerro Bayo y El Paso. La Fm. Tilhue fue considerada la más antigua del macizo del Tromen. En efecto, las observaciones geológicas y dataciones muestran que los domos de la localidad de El Paso y los depósitos piroclásticos representan la primera actividad volcánica del macizo, hace aproximadamente 2 Ma. Sin embargo, las dataciones muestran que hubo un episodio riolítico más joven (*ca.* 1 Ma), pero con características petrográficas similares. Aún no se conoce si se trata de tres centros eruptivos aislados o de un único volcán compuesto, que en la actualidad podría estar parcialmente sepultado por las lavas del volcán Tromen. En cada una de las localidades mencionadas hay domos riolíticos, lo cual indica que en estos tres lugares hay conductos volcánicos conectados a una cámara. Se desconoce el tamaño de la misma, pero dado que los domos se distribuyen en un área de 250 km², no se puede descartar un tamaño equivalente. Dimensiones similares tienen los complejos silíceos cuaternarios de Palao y Domuyo, lo cual indica la importancia del volcanismo silíceo en el cinturón Tromen-Domuyo propuestos por Llambías *et al.* (2011).

Ignimbritas riolíticas de composición similar y posición estratigráfica a la de los domos de El Paso afloran en

diversas localidades fuera del macizo del Tromen, como las que se encuentran en el arroyo Chapúa, a lo largo del camino a Tricao Malal (Zöllner & Amos 1973), y en las adyacencias de ruta nacional 40 entre Chos Malal y el volcán Tilhue (muestra CM05-01 de Galland *et al.* 2007b). De confirmarse esta correlación, el volcán Tilhue presentaría una fase explosiva moderada a intensa.

Un comentario especial merece la posible comparación de las riolitas del volcán Domuyo (véase Fig. 4) con las del Tilhue. En ambos casos se trata de riolitas carentes de fenocristales de cuarzo, con un único feldespato de composición sódica y con piroxenos, atributos que sugieren altas temperaturas, propias de magmas *hipersolvus* (Llambías *et al.* 1978a, 1978b) y lo acercan a un ambiente de intraplaca. Los elementos traza analizados por Kay *et al.* (2006) de las riolitas del volcán Tilhue corroboran lo expuesto. De este modo, el arco magmático orogénico es atravesado oblicuamente por cinturones volcánicos con características petrológicas diferentes a las del arco y con una impronta afín a la de intraplaca.

Los rasgos morfológicos del volcán Tromen están moldeados por las erupciones efusivas del Pleistoceno superior y Holoceno. Unidades lávicas más antiguas, mapeadas como Fm. Basalto El Puente en el macizo (Leanza 2010) podrían provenir del volcán Tromen, aunque para constatarlo se requieren estudios de mayor detalle. Tampoco se puede descartar que el volcán Tromen haya estado activo desde la época de actividad del volcán Tilhue, pero por el momento hay pocas evidencias de ello.

La actividad del volcán Tilhue es contemporánea con la del escudo basáltico de Auca Mahuida, cuya actividad se encuentra comprendida entre 1,7 y 0,88 Ma (Bermúdez *et al.* 2000, Rossello *et al.* 2002) y su composición es traquibasáltica a traquiandesítica, con afinidad alcalina (Bermúdez *et al.* 2000). De acuerdo con Llambías *et al.* (2011), el Auca Mahuida podría formar parte del extremo sur-oriental del cinturón volcánico Tromen-Domuyo, cuya principal característica es la de cortar oblicuamente al cinturón orogénico andino calco-alcalino, con una faja cuyas rocas poseen una impronta comparable con intraplaca.

La estructura del macizo del Tromen comenzó a formarse en el Cretácico Tardío, durante la compresión que acompañó la formación de la faja plegada y corrida de Agrio y reactivada en el Mioceno (véase Ramos *et al.* 2011, este Relatorio). Galland *et al.* (2007a, 2007b) reconocieron que la compresión continuó hasta el Cuaternario, aunque con estructuras menores, que implican la deformación de lavas del volcán Tromen, representadas por la Fm. Basalto El Puente, del Pleistoceno Medio a Tardío. Sin embargo, la conformación del macizo como bloque elevado ya existía cuando fluyeron estas lavas. Por este motivo, las erupciones del volcán Tilhue fueron relacionadas por Galland *et al.* (2007a, 2007b) con un régimen compresional. El origen de la compresión cuaternaria es incierto por falta de datos. Sin embargo, no puede descartarse que esté relacionada con las estructuras oblicuas a los Andes que delimitan el cinturón volcánico Tromen-Domuyo (Llambías *et al.* 2011) que, por estar delimitado por fracturas oblicuas a la cadena andina, podrían corresponder a fallas de rumbo sinestrales, como sucede en el lineamiento de Cortaderas (Cobbold & Rossello 2003) o el lineamiento múltiple Calama-Olacapato-El Toro en los Andes centrales (Salfity 1985; Matteini *et al.* 2002). En un sistema de cupla sinistral



noroste la compresión tiene dirección casi E-O, mientras que la extensión es casi N-S. No obstante, este esquema aun no está comprobado y requiere para su validación un estudio de campo más detallado.

Con respecto a las estructuras tectónicas principales del basamento sedimentario del macizo del Tromen no hay discusión respecto a los picos compresionales del Cretácico Tardío y del Neógeno. En cambio, no hay acuerdo para las características de la deformación cuaternaria y por lo tanto de su relación con la actividad volcánica. Por un lado, Folguera *et al.* (2006), Kay *et al.* (2006) y Ramos & Folguera (2010) argumentan que el régimen tectónico cuaternario del volcán Tromen es extensivo. En cambio, por el otro lado, Cobbold & Rossello (2003), Galland *et al.* (2007b), Guzmán *et al.* (2007) y Messenger *et al.* (2010) proponen que el régimen tectónico es compresivo. Galland *et al.* (2007b) propusieron que el pico de la actividad del volcanismo silícico de la Fm. Tilhue y el andesítico de cerro Negro del Tromen se relaciona con los corrimientos cuaternarios. Casos similares a los del macizo del Tromen, relacionados con intrusiones mioceanas del sur de Mendoza, fueron relacionados con los corrimientos de la faja plegada y corrida de Malargüe por Dimieri (1992) y Turienzo *et al.* (2010), alojándose especialmente en los retrocorrimientos.

Agradecimientos

A Luis Dimieri por sus comentarios sobre la intrusión de cuerpos subvolcánicos asociados a retrocorrimientos, a Walter Bertotto por su asesoramiento sobre la morfología de las lavas holocenas del volcán Tromen. Las imágenes Landsat 7 fueron provistas por la CONAE. Parte de este trabajo fue financiado con el subsidio PIP 0119 CONICET otorgado a Ana María Sato.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bermúdez, A., Delpino, D., Zencich, S. y Bolatti, N., 2000. Evolución volcanológica y petrológica del sector sur del campo volcánico Auca Mahuida, provincia del Neuquén, Argentina. 9° Congreso Geológico Chileno, Actas Volumen 2: 1-5. Puerto Varas.
- Braccacini, O. 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 25(2): 275-284.
- Cobbold, P.R. & Rossello, E.A. 2003. Aptian to recent compressional deformation, foothills of Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 20, 429-443.
- Cruz, C.E. Villar, H.J. & Muñoz, N.G. 1996. Los sistemas petroleros del Grupo Mendoza en la fosa de Chos Malal, Cuenca Neuquina, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 45-60.
- Dimieri, L.V. 1992. Emplazamiento lacolítico a través de retrocorrimientos, cerro Palao Mahuida, Bardas Blancas, Mendoza. Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Monografías, vol. 8, 163-166, Córdoba.
- Folguera, A., Bottesi, G. Zapata, T. & Ramos, V.A. 2008a. Crustal collapse in the Andean backarc since 2 Ma: Tromen volcanic plateau, Southern Central Andes (36° 40' - 37° 30' S). *Tectonophysics* 459(1-4): 140-160.
- Folguera, A., Zamora Valcarce, G., Miranda, F. & Leanza, H.A. 2008b. El volcán Tromen: ríos de lava. Sitios de Interés Geológico de la República Argentina. CSIGA (Ed.). Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. Anales 46, vol. 2: 561-569. Buenos Aires.
- Folguera, A., Zapata, T.R. & Ramos, V.A. 2006. Late Cenozoic extension and the evolution of the Neuquén Andes. En: Kay, S.M. & 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.)*: 267-285.
- Galland, O., Cobbold P.R., de Bremond d'Arès, J. & Hallot, E. 2007a. Rise and emplacement of magma during horizontal shortening of the brittle crust: Insights from experimental modeling. *Journal of Geophysical Research*, 112, B06402, doi:10.1029/2006JB004604.
- Galland, O., Hallot, E., Cobbold, P.R., Ruffet, G. & de Bremond d'Arès, J. 2007b. Volcanism in a compressional Andean setting: A structural and geochronological study of Tromen volcano (Neuquén province, Argentina). *Tectonics* 26 TC4010, doi:10.1029/2006TC002011.
- Giordano, D., Russell, J.K. & Dingwell, D.B., 2008. Viscosity of magmatic liquids: A model. *Earth and Planetary Science Letters* 271: 123-134
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1. Hoja Chos Malal. Revista de la Sociedad Geológica Argentina, 1(3): 177-208.
- Groeber, P. 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauquen. Revista de la Sociedad Geológica Argentina 2 (4): 347-433.
- Guzmán, C. G., Cristallini, E.O. & Bottesi, L. 2007. Contemporary stress orientations in the Andean retroarc between 34° S and 39° S from borehole breakout analysis, *Tectonics*, 26, TC3016, doi:10.1029TC001958.
- Havestadt, B. 1752. Mapa geográfico y diario del Padre Bernardo Havestadt (itinerario). En el cual se detallan las provincias, ciudades, sitios, días y leguas que en los últimos meses del año 1751 y primeros meses del año 1752 recorrió, viajando por los dominios de los indios chilenos, el padre Bernardo Havestadt, misionero de la Compañía de Jesús. http://es.wikisource.org/wiki/Memorias_de_Bernardo_Havestadt
- Holmberg, E. 1976. Descripción geológica de la Hoja 32c, Buta Ranquil. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 152, 89 p., Buenos Aires.
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common rocks. *Canadian Journal Earth Sciences* 8: 523-548.
- Kay, S.M., Burns, W.M., Copeland, P.C. & Mancilla, O. 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient miocene shallowing of the andean subduction zone under the northern Neuquén basin. En: Kay, S.M. & 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: 19-60. doi: 10.1130/2006.2407(02).
- Leanza H.A. 2010. Hoja Geológica 3769-III, Chos Malal, provincias del Neuquén y Mendoza. Mapa geológico escala 1: 250.000 (sin texto). Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Buenos Aires.
- Le Maitre, R.E. (Ed.) 2002. *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms*. 2ª edición, Cambridge University Press, p. 236.
- Llambías, E.J., Danderfer, J., Palacios, M. & Brogioni, N. 1978a. Las rocas ígneas cenozoicas del volcán Domuyo y áreas adya-

- centes. 7° Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Actas 2: 569-584
- Llambías, E.J., Palacios, M., Danderfer J.C. & Brogioni, N. 1978b. Petrología de las rocas ígneas cenozoicas del volcán Domuyo y áreas adyacentes. 7° Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Actas 2: 553-568.
- Llambías, E.J., Palacios M. & Danderfer, J.C. 1982. Las erupciones holocenas del volcán Tromen (provincia del Neuquén) y su significado en un perfil transversal E-O a la latitud de 37° S. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 3: 537-545.
- Llambías, E.J., Bertotto, G.W., Risso, C. & Hernando, I. 2010. El volcanismo cuaternario en el retroarco de Payenia: una revisión. Revista de la Asociación Geológica Argentina 67(2): 278-300.
- Matteini, M., Mazzuoli, R., Omarini, R., Cas, R. & Maas, R. 2002. Geodynamical evolution of the Central Andes at 24°S as inferred by magma composition along the Calama-Olapato-El Toro transversal volcanic belt, Journal of Volcanology and Geothermal Research 118: 205-228.
- Messenger, G., Nivière B., Martinod, J., Lacan P. & Xavier, J.P. 2010. Geomorphic evidence for Plio-Quaternary compression in the Andean Foothills of the southern Neuquén Basin, Argentina. Tectonics, 29.
- Ramos, V.A. 1978. Estructura. En: Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén. 7° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 99-118.
- Ramos, V.A. & Folguera, A. 2010. Payenia volcanic province in the Southern Andes: An appraisal of an exceptional Quaternary tectonic setting, Journal of Volcanology and Geothermal Research (en prensa). doi:10.1016/j.jvolgeores.2010.09.008
- Ramos, V.A., Folguera, A. & García Morabito, E. 2011. Las Provincias Geológicas del Neuquén. Este Relatorio.
- Rossello, E.A., Cobbold, P.R., Diraison, M. & N. Arnaud, N. 2002. Auca Mahuida (Neuquén basin, Argentina): A Quaternary shield volcano on a hydrocarbon-producing substrate 5° International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2002), Extended Abstracts: 549-552, Toulouse.
- Salfity, J. 1985. Lineamientos transversales al rumbo andino en el noroeste argentino. 4° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 2-119 2-137.
- Simkin, T. & Siebert, L. 1994. Volcanoes of the world: A Regional Directory, Gazetteer, and Chronology of Volcanism During the Last 10,000 Years, 2nd edition, 368 pp., Geoscience Press, Tucson, Arizona.
- Turienzo, M.M., Dimieri, L.V., Frisicale, M.C. & Araujo V.S. 2010. Evolución de las estructuras andinas en la región del río Diamante (34° 40' l. s.): vinculación entre la faja corrida y plegada de Malargüe y la Cordillera Frontal. Revista de la Asociación Geológica Argentina 67, en prensa.
- Zöllner, W. & Amos, A.J. 1973. Descripción geológica de la Hoja 32b, Chos Malal, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 143: 91 págs., Buenos Aires.