

# TECTÓNICA CUATERNARIA EN EL RETROARCO ANDINO A LA LATITUD DEL VOLCÁN TROMEN (37°S)

Guido GIANNI<sup>1</sup>, Lucía SAGRIPANTI<sup>1</sup>, Andrés FOLGUERA<sup>1</sup>, Mauro SPAGNUOLO<sup>1</sup> y Mario GIMÉNEZ<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Laboratorio de Tectónica Andina del Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber (UBA-CONICET), Ciudad Autónoma de Buenos Aires. Email: guidogianni22@gmail.com

<sup>2</sup> Instituto Geofísico Sismológico Volponi, Universidad Nacional de San Juan, San Juan, Argentina.

## RESUMEN

Estudios recientes focalizados en las vecindades del volcán Tromen, en el norte de la provincia de Neuquén, indican la presencia de estructuras afectando rocas de edad cuaternaria. En particular, un análisis detallado del flanco occidental del volcán Tromen muestra amplias zonas de deformación neotectónica, de las cuales sólo habían sido reconocidos sus sectores frontales. Se detallan geometría y mecanismos asociados a las principales estructuras cuaternarias a través de los dos valles principales que afectan este flanco volcánico. La coexistencia de estructuras neotectónicas contraccionales y distensivas es descripta como un rasgo distintivo. Así, el campo de esfuerzos asociado a este conjunto de estructuras es discutido: Mientras algunos estudios previos puntualizan que la deformación sería de carácter contraccional, otros apuntan a un régimen predominantemente distensivo. Finalmente, se plantea una alternativa que reconcilia ambos modelos en base a los nuevos datos.

**Palabras clave:** *Neotectónica, volcanismo, extensión, compresión, fases andinas*

## ABSTRACT

*Quaternary tectonics at the Andean backarc at the latitude of the Tromen volcano (37°S)*

Recent studies focalized in the vicinity of the Tromen volcano, in the northern Neuquén province, indicate the presence of Quaternary structures. In particular, a detailed analysis on its western volcanic flank shows broad neotectonic deformational zones, whose only frontal sector had been previously recognized. Geometry and associated mechanisms are described for these, through the two main incisions that are developed on the volcanic flank. The coexistence between contractional and extensional neotectonic structures is described as a distinctive feature and consequently the related stress field is discussed. While some studies had argued that young deformation in the area would be predominantly contractional, others indicated that it would be mainly extensional. Finally, an alternative reconciling both models is put forward based on the new data.

**Keywords:** *Neotectonics, volcanism, extension, compression, Andean phases*

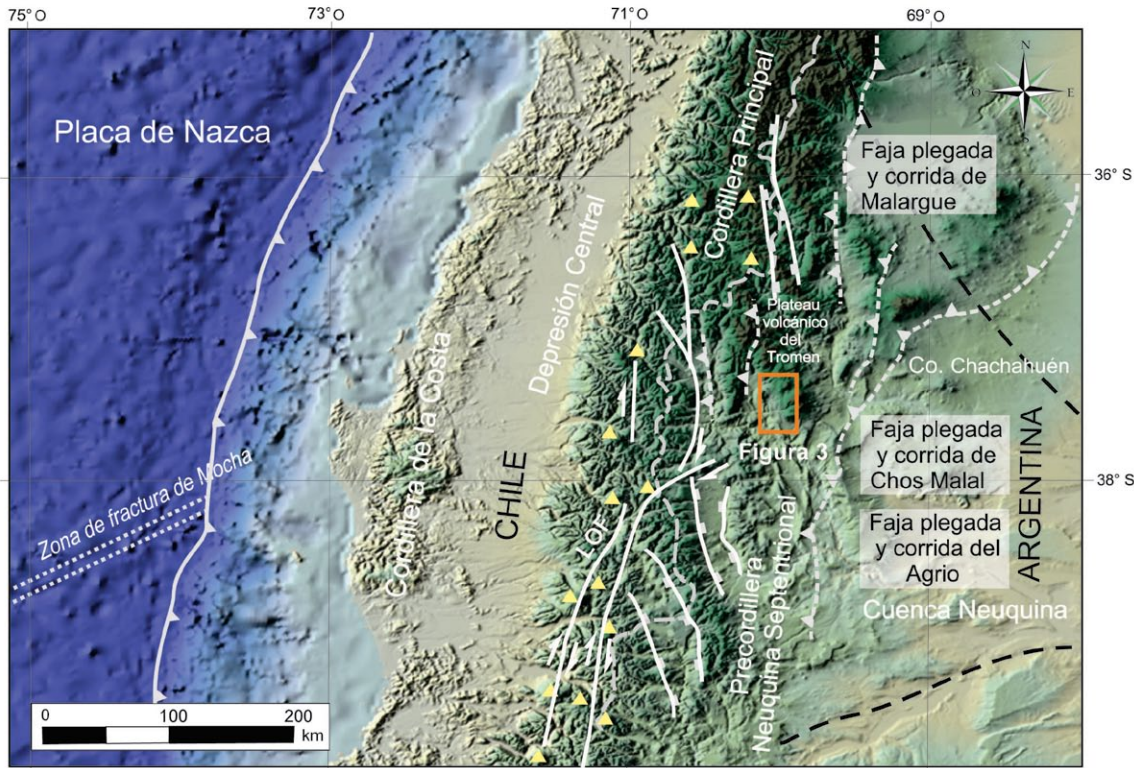
## INTRODUCCIÓN

Mientras que la actividad neotectónica en los Andes Centrales se asocia predominantemente a sus sectores frontales-orientales, en los Andes Centrales Sur y Nord Patagónicos (38-46°S) se localiza en la zona del arco volcánico, asociada al sistema dextral de fallas Liquiñe-Ofqui (Fig. 1). Este sistema concentra actividad sísmica cortical, consistente con mecanismos focales que denotan un movimiento de tipo transcurrente dextral (Laveny y Cembrano 1999, Quezada y Bataille 2008), lo que ha llevado a algunos autores a proponer la individualización de una microplaca desde la trinchera hasta la zona del arco actual respecto del retroarco argentino (Melnick *et al.* 2006).

En este esquema, el retroarco se encuentra desacoplado de la zona del antearco y fósil, desde un punto de vista orogénico. Sin embargo, recientemente diversos autores han descripto actividad neotectónica en el retroarco andino entre los 36° S y los 38°S, en forma distal al mencionado sistema de fallas. Particularmente la zona del volcán Tromen, ubicada en el margen occidental de la Cuenca Neuquina (Fig. 1), se caracteriza por poseer una compleja y no del todo entendida actividad neotectónica que da origen a una serie de estructuras interpretadas bajo hipótesis contrastantes. Este volcán, se ubica espacialmente desvinculado del arco volcánico en una posición de retroarco, como parte del *plateau* volcánico del Tromen, cuya química corresponde mayormente

a productos de intraplaca (Fig.1) (Kay *et al.* 2006).

Las explicaciones acerca de la ocurrencia de estas deformaciones recientes, son tan diversas como mecanismos de deformación frágil existen. Branquet y Van Wyk de Vries (2001), Marques y Cobbold (2002), Galland *et al.* (2007) y Messenger *et al.* (2010), proponen que el volcán Tromen coexistió con un régimen compresional. Las evidencias más concluyentes acerca de esta mecánica fueron aportadas por Galland *et al.* (2007). Basándose en datos geocronológicos y estructurales, estos autores interpretaron la estructura del volcán Tromen como un gran *pop-up*. Por otra parte, Messenger *et al.* (2010) analizaron remanentes de terrazas y depósitos aluviales del río Neuquén y sus tributarios para



**Figura 1:** Modelo de elevación digital regional del sector noroccidental de la Cuenca Neuquina y Chile. En trazo continuo se observan los principales sistemas neotectónicos de la región. Hacia el occidente se encuentra el sistema de fallas transcurrente dextral de Liquiñe-Ofqui (LOF) asociado al frente volcánico, y al oriente, de norte a sur, se observan los sistemas extensionales de Las Loicas, Loncopué y Bío Bío-Aluminé (basado en Ramos 1977, Muñoz y Stern 1988, Lavenu y Cembrano 1999, Folguera *et al.* 2006). En trazo discontinuo blanco se observan las estructuras del Mioceno tardío.

estudiar el régimen tectónico plio-cuaternario al sur de la Cuenca Neuquina y al sur del área del Tromen. Dichos autores muestran evidencias de fallamiento que afecta a depósitos aluviales y anomalías de pendiente en las terrazas asociadas al desarrollo de plegamiento. Opuestamente, Folguera *et al.* (2008) basándose en análisis de líneas sísmicas, datos gravimétricos y estructurales, muestran evidencias de un origen de las estructuras dentro de un campo de esfuerzos extensional, asociadas a un sistema regional denominado Fosa de Las Loicas (Fig. 1). Por lo tanto los autores proponen al *plateau* volcánico del Tromen como una acumulación post-acortamiento siguiendo otras propuestas similares (véase Kay *et al.* 2006). Modelos de densidad 3D, confeccionados a partir de datos gravimétricos, muestran una amplia anomalía gravimétrica positiva correspondiente al atenuamiento de la corteza inferior entre los 36 y 39°S (Folguera *et al.* 2012), lo que es compatible con las geometrías obtenidas por Yuan *et al.* (2006) a partir de datos telesísmicos y la geometría de una pluma impactando en la base de la litósfera obtenida por Burd *et al.* (2008) a partir de datos magnetotélúricos

(Fig. 2). Como puede observarse en la figura 2, a partir de estos estudios se infiere una corteza altamente adelgazada bajo el *plateau* volcánico del Tromen. Folguera *et al.* (2012), interpretan estas observaciones como producto de una extensión actual asociada al empujamiento de la losa oceánica subducida, luego de un período de subducción horizontal que se extendió hasta el Mioceno tardío (Kay *et al.* 2006, Spagnuolo *et al.* 2012a). En otra línea Backé *et al.* (2006) discuten la aparente coexistencia de estructuras contraccionales y extensionales, proponiendo un mecanismo de *strike-slip* y un cierto grado de partición de la deformación, producto de la convergencia oblicua entre las placas de Nazca y Sudamericana. Recientemente, Sagripanti *et al.* (2012) proponen una reactivación transcurrente dextral de las estructuras asociadas a la faja plegada y corrida de Chos Malal para explicar la presencia de ambos tipos de estructuras.

El objetivo de este trabajo se enfoca en el mapeo de nuevas estructuras neotectónicas sobre el flanco occidental del volcán Tromen (Fig. 3), en localidades ya reconocidas en los estudios previos y aledañas, como así también plantear las posi-

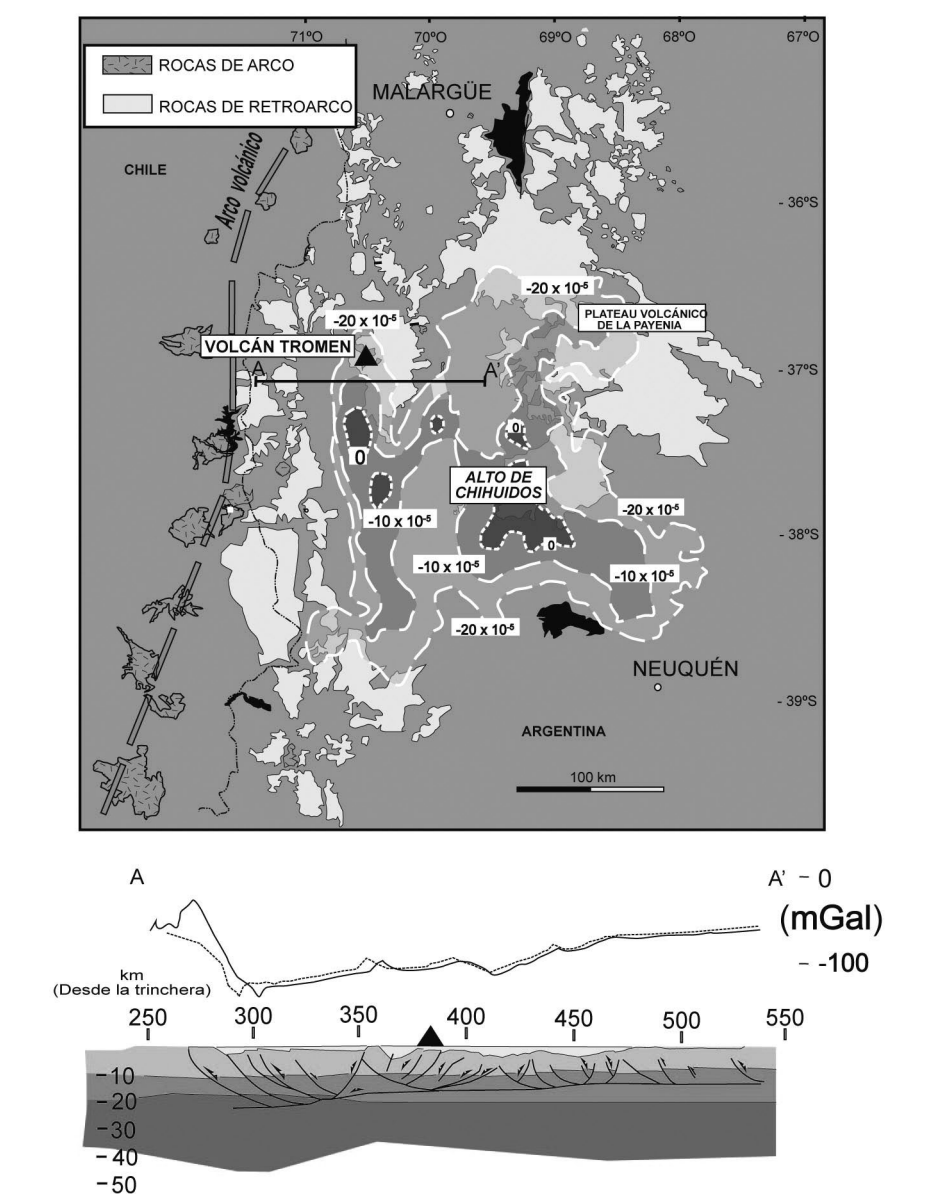
bles alternativas que expliquen el campo tensional que da origen a este sistema estructural.

## MARCO GEOLÓGICO

En el área de estudio, el basamento del *plateau* volcánico del Tromen aflora en las quebradas del río Blanco y arroyo Chapúa (Fig. 3) y corresponde a la sección superior de un espeso prisma de sedimentos marinos y continentales mesozoicos pertenecientes a la Cuenca Neuquina que fueron depositados en un ambiente de retroarco. La historia de esta cuenca comenzó con un estadio de *rift* en el Triásico-Jurásico Temprano, asociado a un campo de esfuerzos extensionales de orientación sudoeste-noreste generado durante la ruptura del Pangea (Vergani *et al.* 1995). De esta forma la cuenca comenzó como una serie de depocentros desconectados en el Triásico Tardío-Jurásico Temprano, para posteriormente amalgamarse a través de un proceso de subsidencia generalizada durante por lo menos 120 Ma, desde el Jurásico Temprano al Cretácico Tardío, correspondiente a las secciones de los Grupos Cuyo, Mendoza y Rayoso (Vergani *et*

al. 1995). En el Aptiano-Campaniano la cuenca sufre el primero de varios pulsos deformacionales que llevaron a la inversión tectónica de los depocentros extensionales previos y a la estructuración de este sector andino. Los mecanismos de deformación que caracterizan a este sector de los Andes en los últimos 100 Ma, alternaron entre episodios contraccionales, que causaron el avance del frente orogénico hacia el antepaís y extensionales, asociados al desarrollo de cuencas tafrogénicas y erupción de materiales de procedencia mantélica en el retorarco (Zapata *et al.* 1999, Charrier *et al.* 2002, Ramos y Folguera 2005, Kay *et al.* 2006). Estos eventos deformacionales fueron acompañados por expansiones hacia el antepaís y posteriores retrocesos del frente volcánico (Kay *et al.* 2006) desde el Cretácico tardío, probablemente asociados a somerizaciones y empinamientos de la losa subducida (Kay *et al.* 2006, Folguera *et al.* 2006). Específicamente entre los 36°30'S y 37°S el sector oriental está formado por 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 sistemas de corrimientos epidérmicos con despegues en unidades del Jurásico Superior y Cretácico Inferior (Zollner y Amos 1973, Manceda y Figueroa 1995, Zapata *et al.* 1999, Cobbold y Rossello 2003, Zapata y Folguera 2005). En el Cretácico Tardío-Eoceno tardío se registra el primer evento deformacional contraccional evidenciado por la discordancia entre las secuencias marinas mesozoicas y rocas de edad cretácica tardía a paleocena. Los principales rasgos definidos para este tiempo habrían sido dos estructuras de basamento, la paleo-Cordillera del Viento, coincidente con el rasgo homónimo actual y el alto paleo-Palao al este (Burns *et al.* 2006, Folguera *et al.* 2006).

Durante el Mioceno tardío se registra un segundo evento contraccional donde la faja plegada y corrida de Chos Malal, incluyendo la Cordillera del Viento y la región del Tromen, fue sometida a una



**Figura 2:** Anomalía gravimétrica positiva coincidente con la provincia volcánica de retroarco de la Payenia que es interpretada como producto de la inyección de astenósfera asociada al atenuamiento de la corteza inferior tal como es revelado por estudios telesísmicos a los 39°S (Yuan *et al.* 2006, modificado de Folguera *et al.* 2012). Perfil A-A' muestra el atenuamiento cortical bajo la zona del volcán Tromen.

reestructuración. Este evento se encuentra evidenciado por una angularidad que separa los depósitos miocenos de las capas pliocenas (Llambías *et al.* 1978, Zapata *et al.* 1999, Folguera *et al.* 2006). Ambas etapas de deformación contraccional son contemporáneas a expansiones orientales del arco volcánico (Ramos y Folguera 2005, Kay *et al.* 2006, Folguera y Ramos 2011). En particular, la primera corresponde a la expansión del arco de 70 Ma que se emplaza en la vertiente andina ar-

gentina y cuya composición ha sido estudiada extensivamente por numerosos autores (Llambías y Rapela 1989, Francini *et al.* 2003, Spagnuolo *et al.* 2012b). La segunda migración ha sido más marcada y corresponde a una serie de centros mesosilíceos emplazados en el antepaís entre 13 y 4 Ma, en particular el cerro Chachahuén al este del plateau volcánico del Tromen (Fig. 1) (Kay *et al.* 2006). Después de ambas migraciones, los frentes volcánicos respectivos se retrajeron hacia el oeste. En



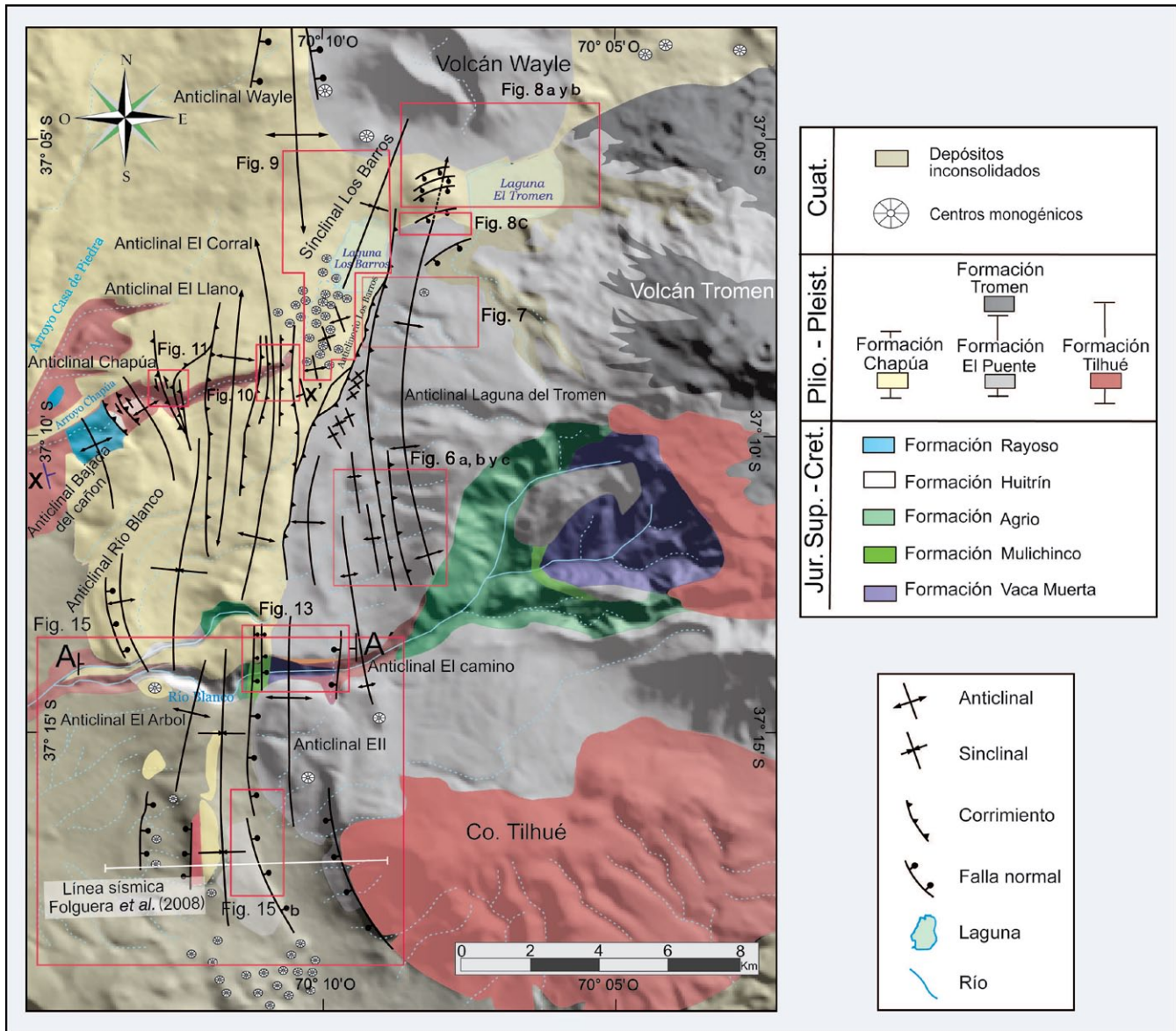


Figura 3: Mapa geológico del flanco occidental del volcán Tromen (basado en Kay *et al.* 2006, Galland *et al.* 2007, Sagripanti *et al.* 2012 y datos de este trabajo).

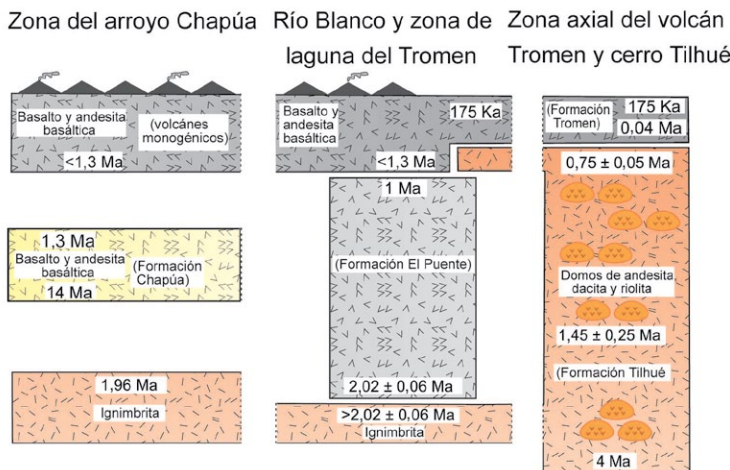
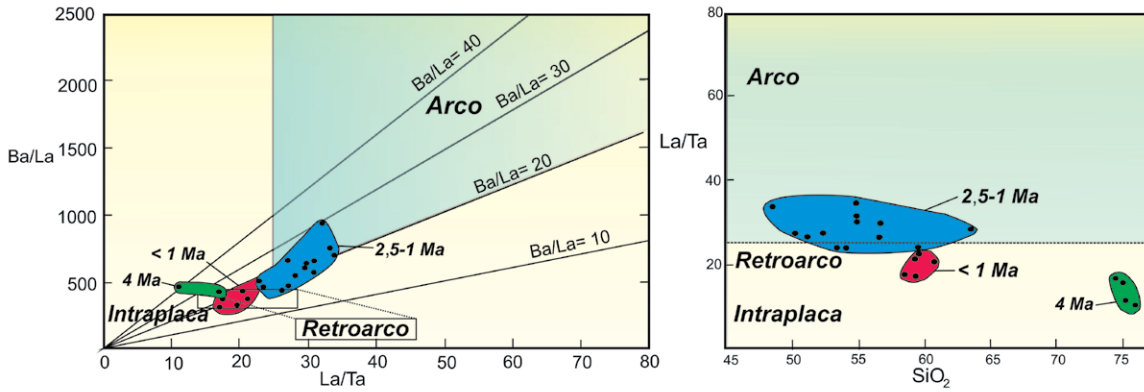


Figura 4: Discusión acerca de la estratigrafía volcánica del *plateau* del Tromen a partir de datos de Galland *et al.* (2007) y Kay *et al.* (2006).

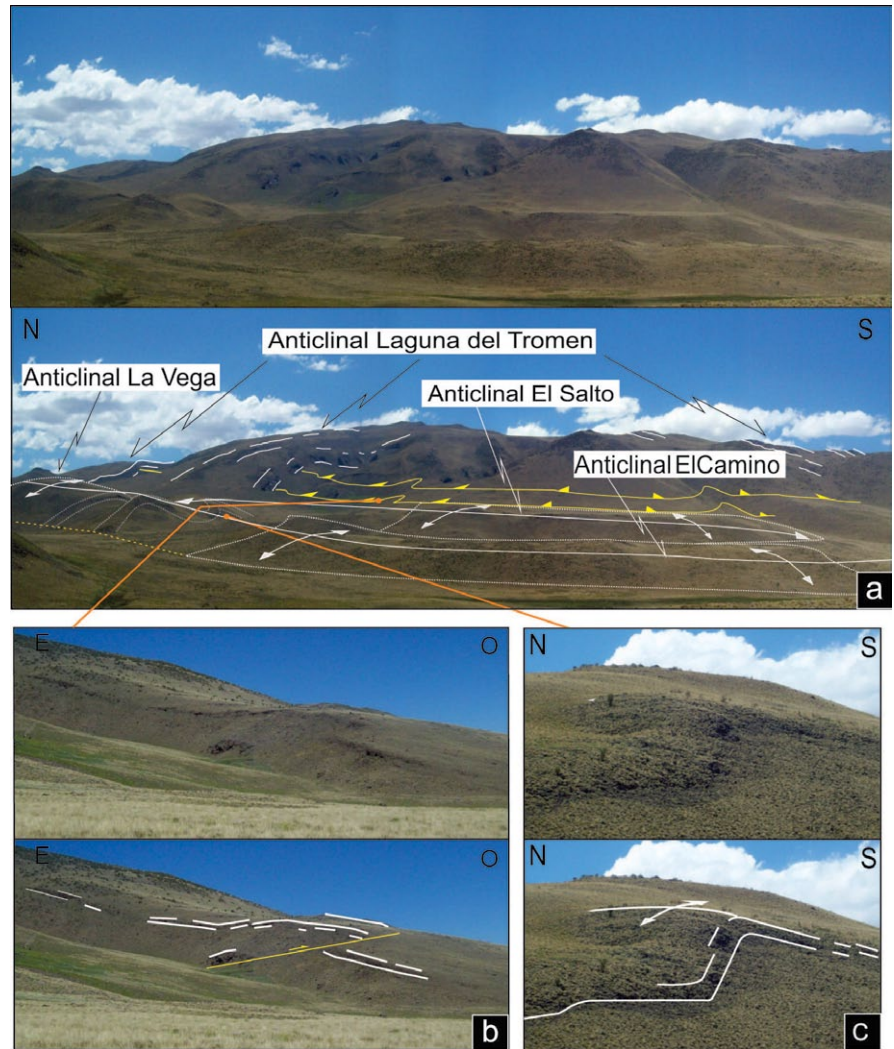
particular, con posterioridad al período de somerización del Mioceno tardío, la región del antepaís se vio afectada por un período extensivo asociado a importantes volúmenes de magmas de intraplaca que ascendieron a través de una corteza delgada alimentando la provincia volcánica de retroarco de la Payenia (Fig. 2) (Bermúdez *et al.* 1993, Ramos y Folguera 2005).

Los productos de la Payenia son más jóvenes que 5 Ma, con un aumento en la actividad volcánica en los últimos 2 Ma, y un volumen volcánico erupcionado estimado de 8,387 km<sup>3</sup>, a través de más de 800 centros volcánicos (Fig. 3) (Bermúdez *et*



**Figura 5:** Diagramas Ba/La vs. La/Ta y La/Ta vs. SiO<sub>2</sub> tomados y modificados de Kay *et al.* (2006). Nótese que las rocas de 2,5-1 Ma poseen una afinidad de arco mientras que las más jóvenes que 1 Ma poseen una signatura de intraplaca.

al. 1993, Folguera *et al.* 2009, Llambías *et al.* 2010). Esta provincia volcánica ha sido interpretada como producto de la inyección de astenósfera asociada al empinamiento de la losa oceánica desde el Plioceno temprano (Folguera y Ramos 2011). Este proceso se asociaría a una gran anomalía gravimétrica positiva producto del emplazamiento de materiales del manto litosférico en niveles previamente corticales concomitantemente al atenuamiento de la litósfera (Fig. 2) (Folguera *et al.* 2012). Esta hipótesis ha sido cuestionada debido a que tal proceso no generaría una anomalía térmica prolongada, por lo tanto, no explica la dilatada actividad volcánica observada en el volcán Payún Matrú (Quidelleur *et al.* 2009, Germa *et al.* 2010, Gudnason *et al.* 2012). En esta línea, Burd *et al.* (2008) basados en estudios magnetotelúricos, muestran evidencias de un origen profundo para la fuente de la Payenia con un conductor casi vertical bajo la zona del volcán Payún Matrú que se alza desde los 400 km. De acuerdo a los autores este conductor representa una pluma que conecta el manto superior profundo con la zona más superficial del mismo. Esto justifica la signatura geoquímica tipo OIB del volcán Payún Matrú, característica de fuentes mantélicas enriquecidas comunes en los *hot spots* (Burd *et al.* 2008). El volcán Tromen ocupa el sector sur-occidental de la Payenia y es parte de un grupo de aparatos volcánicos 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). Es-

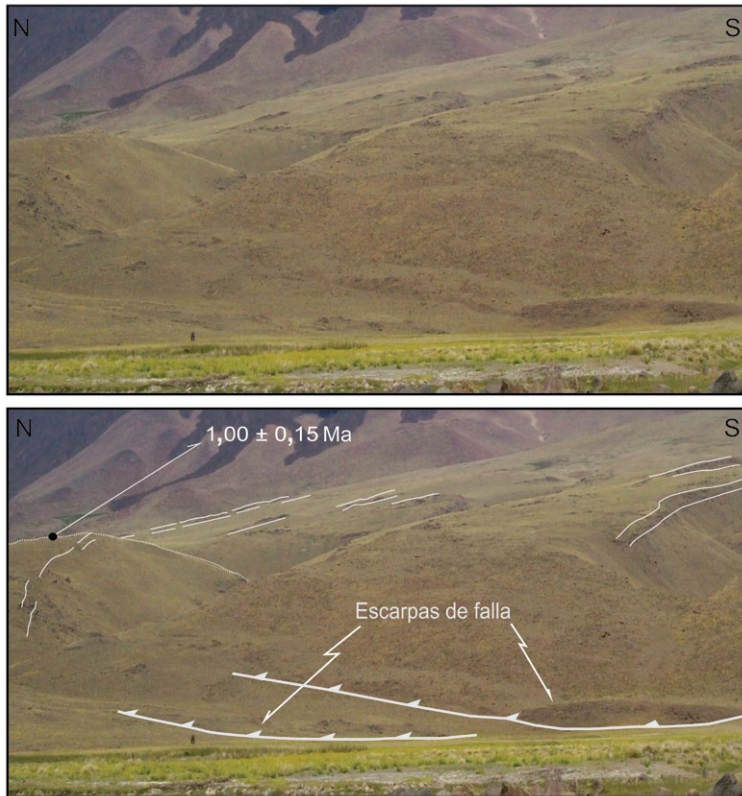


**Figura 6:** Plegamiento neotectónico asociado a fallamiento en el flanco occidental del volcán Tromen en lavas del Cuaternario (véase ubicación en Fig. 3). a) Anticlinales de Laguna del Tromen, El Salto y El Camino que conforman una topografía en escalones que caracteriza el faldeo del volcán. Estos pliegues poseen una vergencia occidental. b) Corrimiento asociado al pie del anticlinal Laguna del Tromen. c) Detalle del anticlinal El Salto.

te *plateau* basáltico yace de manera discordante sobre la faja plegada y corrida de Chos Malal. Existen fuertes evidencias

de que la actividad del volcán Tromen ha continuado hasta tiempos recientes, incluso históricos (Havestadt 1752).





**Figura 7:** Imagen del anticlinal Laguna del Tromen y otras estructuras que afectan a lavas datadas en 1 Ma (véase ubicación en Fig. 3).

## ESTRATIGRAFÍA DE FLANÇO OCCIDENTAL DEL VOLCÁN TROMEN

El *plateau* volcánico del Tromen se apoya discordantemente sobre el basamento mesozoico perteneciente a los depósitos marinos y continentales de la Cuenca Neuquina. Dicho *plateau* consta de una estratigrafía relativamente precisa establecida en base a edades Ar-Ar y K-Ar aportada por trabajos recientes de Kay *et al.* (2006), Galland *et al.* (2007) y en menor proporción Folguera *et al.* (2008). La misma ha tratado de vincular estas edades al armazón estratigráfico previo aportado en trabajos ya clásicos del área tales como Groeber (1929), Zollner y Amos (1973) y Holmberg (1975). De esta manera, como puede observarse en la figura 4 las unidades formacionales muestran ser relativamente sincrónicas, constituyendo así una asociación bimodal donde productos máficos y félsicos han coexistido desde el Plioceno (Galland *et al.* 2007). Es por es-

to que en la medida de lo posible se referirá a edades obtenidas en los trabajos previos cuando se revise la deformación del área en los apartados siguientes. De todas formas la figura 4 muestra las principales relaciones entre unidades a través de tres sectores diferentes del área de estudio que se consideran representativos. Un área oriental, correspondiente a la zona axial del volcán Tromen y Cerro Tilhué está caracterizada por productos basales de composición andesítica, dacítica y riolítica pertenecientes a ignimbritas y domos expuestos en las cabeceras del río Blanco y en el cerro Tilhué (Figs. 3 y 4). Las edades radimétricas de este conjunto, que previamente había sido denominado Formación Tilhué (Fig. 4), van desde 4 a 0,75 Ma. Sobre el mismo se apoya la denominada Formación Tromen datada en 175 Ka (Kay *et al.* 2006) y que está formada por basaltos y andesitas basálticas, que constituyen las coladas más jóvenes sobre el faldeo norte (Fig. 3) y el cono apical del volcán Tromen, al que Havestadt (1752)

presumiblemente vincula con una erupción histórica.

Al oeste, la sección ubicada al pie del volcán Tromen, en el tramo intermedio del río Blanco hacia la laguna del Tromen (Fig. 3) está caracterizada por ignimbritas más distales que la sección previa, que se encuentran rellenando un paleovalle. En el área de estudio las ignimbritas son cubiertas en el río Blanco por lavas datadas por Galland *et al.* (2007) en  $2,02 \pm 0,06$  Ma. Por lo tanto, las ignimbritas de la Formación Tilhué en este sector serían más antiguas que  $2,02 \pm 0,06$  Ma. Sobre los depósitos piroclásticos descritos anteriormente se apoya una extensa cobertura de flujos de lava basáltico-andesíticos con edades que van desde los  $2,02 \pm 0,06$  Ma hasta  $1 \pm 0,15$  Ma (Figs. 3 y 4). Estos flujos basálticos a andesíticos corresponderían a lo que previamente se denominó como Formación El Puente. En el área al sur del río Blanco, los flujos de lavas anteriores son cubiertos por rocas pertenecientes a los términos más jóvenes de la Formación Tilhué. Finalmente, las lavas anteriores son cubiertas por una serie de flujos basálticos relativamente jóvenes (175 Ka), conos monogénicos aislados y un campo monogénico que aflora al sur del río Blanco (Fig. 3). El sector más occidental, se caracteriza por la estratigrafía del arroyo Chapúa (Figs. 3 y 4). En esta área afloran ignimbritas que rellenan parcialmente el cañón del arroyo. Estos depósitos son cubiertos por un extenso manto basáltico-andesítico con edades entre los 1,4 y los 1,3 Ma (Figs. 3 y 4) (Kay *et al.* 2006, Galland *et al.* 2007). Estos flujos basálticos fueron agrupados por distintos autores dentro de la Formación Chapúa. Como se puede apreciar en la figura 4 esta unidad abarca parte del rango de edades correspondientes a la Formación El Puente. Finalmente, sobre las rocas anteriores se apoya un campo monogénico que aflora al sur de la laguna Los Barros, y una serie de centros monogénicos aislados en el área de estudio (Figs. 3 y 4). La edad de estas rocas no ha sido constreñida en este sector hasta el momento, sin embargo, debido a que el campo monogénico se apoya sobre rocas

de 1,3 Ma, se le puede atribuir una edad más joven. Esta enumeración demuestra que las unidades estratigráficas definidas no pueden ser directamente correlacionadas con episodios discretos. Sin embargo su utilidad radica en que describen fundamentalmente tipos litológicos más o menos homogéneos y respetan ciertas relaciones de campo. La única unidad que se ha decidido omitir respecto de los ordenamientos previos es la Formación Coyocho. Esta se expondría en el flanco occidental del volcán Tromen, sobre la quebrada del río Blanco y se le atribuye una edad pliocena. Sin embargo, depósitos ignimbríticos de la Formación Tilhué en esta localidad afloran en su base lo que implica una edad más joven, por lo que se la ha correlacionado con el rango de lavas de 2,02 a 1 Ma, que en las clasificaciones originales corresponderían a la Formación El Puente.

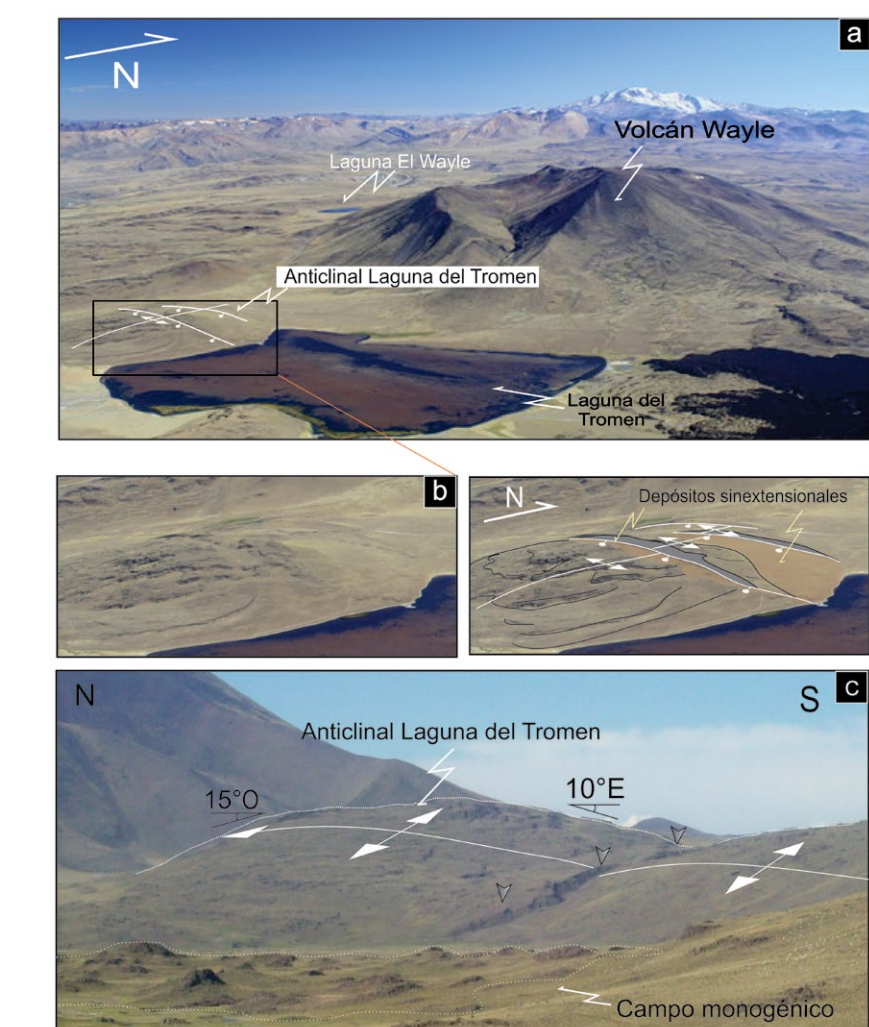
Análisis geoquímicos de los productos del volcán Tromen indicarían un cambio en la fuente de los magmas, donde las secciones más antiguas (2,5-1 Ma) se caracterizarían por una mayor afinidad de arco mientras que las más jóvenes (menores a 1 Ma) por una creciente afinidad de intraplaca (Fig. 5) (Kay *et al.* 2006).

## ESTRUCTURA NEOTECTÓNICA

El flanco occidental del volcán Tromen muestra una notoria concentración de estructuras neotectónicas que ya fueran parcialmente reconocidas por Galland *et al.* (2007). Estas estructuras comprenden anticlinales de relativa corta longitud de onda (1,3-1,9 km). Al sur de este área Folguera *et al.* (2008), reconoció una serie de fallas directas asociadas a magmatismo monogénico. Se describirán las principales estructuras reconocidas en diferentes sectores, mostrando la gran complejidad de arreglos y relaciones existentes entre ambos tipos de estructuras.

### Sector centro-occidental

Este sector se caracteriza por la presencia de plegamientos de longitud de onda decimétrica a hectométrica de rumbo Nor-



**Figura 8:** a) Fotografía que muestra las principales estructuras al norte del área de estudio (véase ubicación en figura 3). Vista oblicua de las fallas directas que cortan de manera transversal la nariz del anticlinal Laguna del Tromen. b) Acercamiento al anticlinal Laguna del Tromen mostrando es-carpas de rumbo noreste. c) Falla normal de rumbo noreste que corta el anticlinal más al sur, su escarpa está indicada con flechas grises.

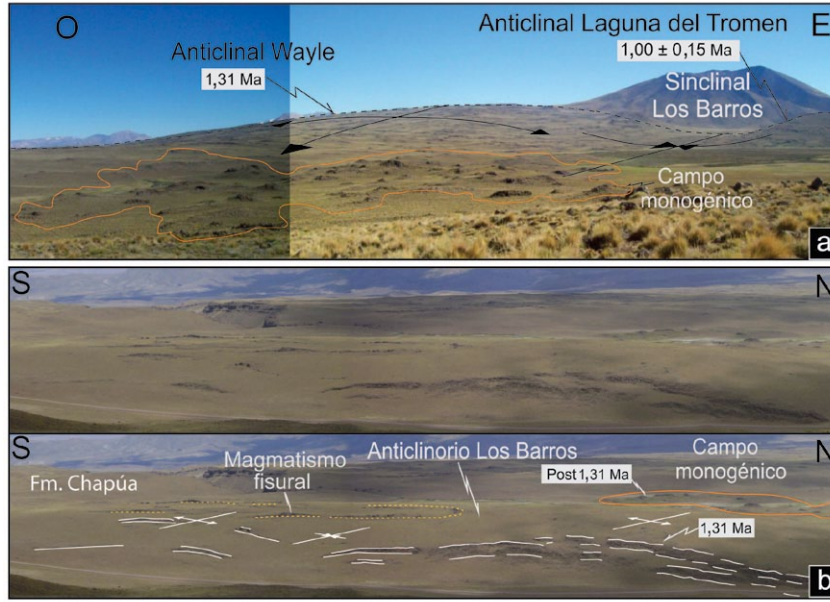
te asociados a corrimientos que afectan a lavas de 2,02 Ma (Fig. 6). El anticlinal Laguna del Tromen es la estructura principal desarrollada sobre el flanco del volcán Tromen. Este posee una extensión superior a los 10 km a lo largo de su eje y controla el principal quiebre topográfico del flanco occidental del volcán. Las lagunas del Tromen y Los Barros se encuentran separadas por una divisoria de aguas producida por este alto estructural (Fig. 3). Se asocia a dos fallas con vergencia occidental que afectan a lavas del Cuaternario inferior (Fig. 6a). Una de ellas aflora al pie del anticlinal Tromen donde puede medirse una inclinación del plano de  $30^{\circ}\text{E}$ , mientras que la otra afecta el sector axial

del mismo (Fig. 6b). Hacia el oeste, dos escalones topográficos labrados sobre la ladera del volcán Tromen corresponden al anticlinal El Salto y el anticlinal El Camino que afectan lavas del mismo *plateau* (Fig. 6a y c).

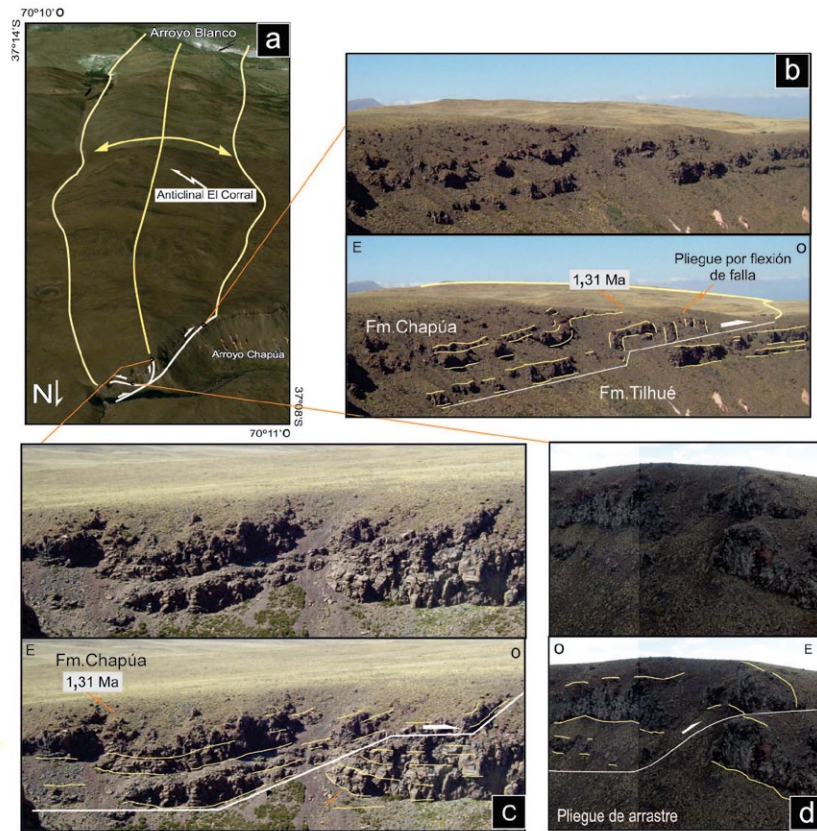
### Sector norte

Este área se caracteriza por el pliegue B3 descrito por Galland *et al.* (2007), que correspondería a la continuación septentrional del anticlinal Laguna del Tromen (Figs. 3 y 7). A diferencia de las estructuras anteriores, aquí lavas de 1 Ma (Galland *et al.* 2007) son deformadas (Fig. 7). El anticlinal se asocia a una falla inversa que corta su limbo frontal (Fig. 7).





**Figura 9:** a) Fotografía mirando al norte que muestra un campo de centros monogénicos cubriendo parcialmente los anticlinales El Wayle, que pliega lavas de 1,31 Ma y Laguna del Tromen, que afecta lavas de 1 Ma. b) Fotografía del anticlinorio Los Barros, de rumbo N que pliega lavas de 1,31 Ma correspondiente a la Formación Chapúa. Esta estructura se encuentra compuesta por pliegues de segundo orden de rumbo noroeste. Sobre el anticlinorio se emplaza un campo monogénico alimentado por magmatismo fisural.



**Figura 10:** a) Imagen *ikonos* tomada de *Google Earth* que muestra el anticlinal El Corral que afecta superficialmente a lavas de la Formación Chapúa (véase ubicación en figura 3). b) Pliegue por flexión de falla de vergencia occidental. c) Estructura de flexión rampa-plano-rampa de vergencia occidental. d) Pliegue de flexión de vergencia oriental.

Al norte del sector anterior se encuentra la terminación septentrional del anticlinal Laguna del Tromen (B3 en Galland *et al.* 2007) que separa al este la laguna del Tromen y al oeste la laguna Los Barros (Figs. 3 y 8a). En este sector, el anticlinal se encuentra afectado por tres fallas directas que cortan su nariz de manera transversal al rumbo de su eje en sentido noreste (Fig. 8b). Un poco más al sur el anticlinal se caracteriza por su leve vergencia occidental y por la presencia de otra falla directa perteneciente a la familia de estructuras extensionales de rumbo noreste y que genera un brusco quiebre en la topografía del anticlinal (Fig. 8c). Hacia el este del anticlinal Tromen se encuentra el sinclinal Los Barros y el anticlinal Wayle (pliegue B1 descrito por Galland *et al.* (2007) que pliegan lavas de 1,31 Ma, (Fig. 9a). El rumbo de dichas estructuras es norte. Inmediatamente al sur del anticlinal Wayle se encuentra una estructura de primer orden denominada anticlinorio Los Barros de rumbo norte el cual está afectado por plegamientos de segundo orden de rumbo noroeste (Fig. 9b). Esta estructura se caracteriza por encontrarse parcialmente cubierta por un campo de lavas monogénicas asociadas a magmatismo fisural de orientación N. Este campo es parte de un conjunto mayor constituido aproximadamente por 80 centros volcánicos monogénicos emplazados al sur de laguna Los Barros (Figs. 2 y 9b).

### Arroyo Chapúa

La estructura más oriental expuesta es el anticlinal El Corral que se encuentra sobre el arroyo Chapúa (Fig. 3) y afecta a lavas de la formación homónima datadas en 1,31 Ma (Fig. 10a). La zona interna del anticlinal El Corral se caracteriza por la presencia de estructuras menores divergentes respecto de su eje. De oeste a este se observa un pliegue de flexión de falla, asociado al limbo frontal del anticlinal El Corral (Fig. 10b) y una estructura de flexión rampa-plano-rampa (Fig. 10c), ambas paralelas al eje del pliegue y asociadas a un despegue superficial en las ignimbritas de la Formación Tilhué. El limbo dorsal del anticlinal El Corral se encuentra asocia-

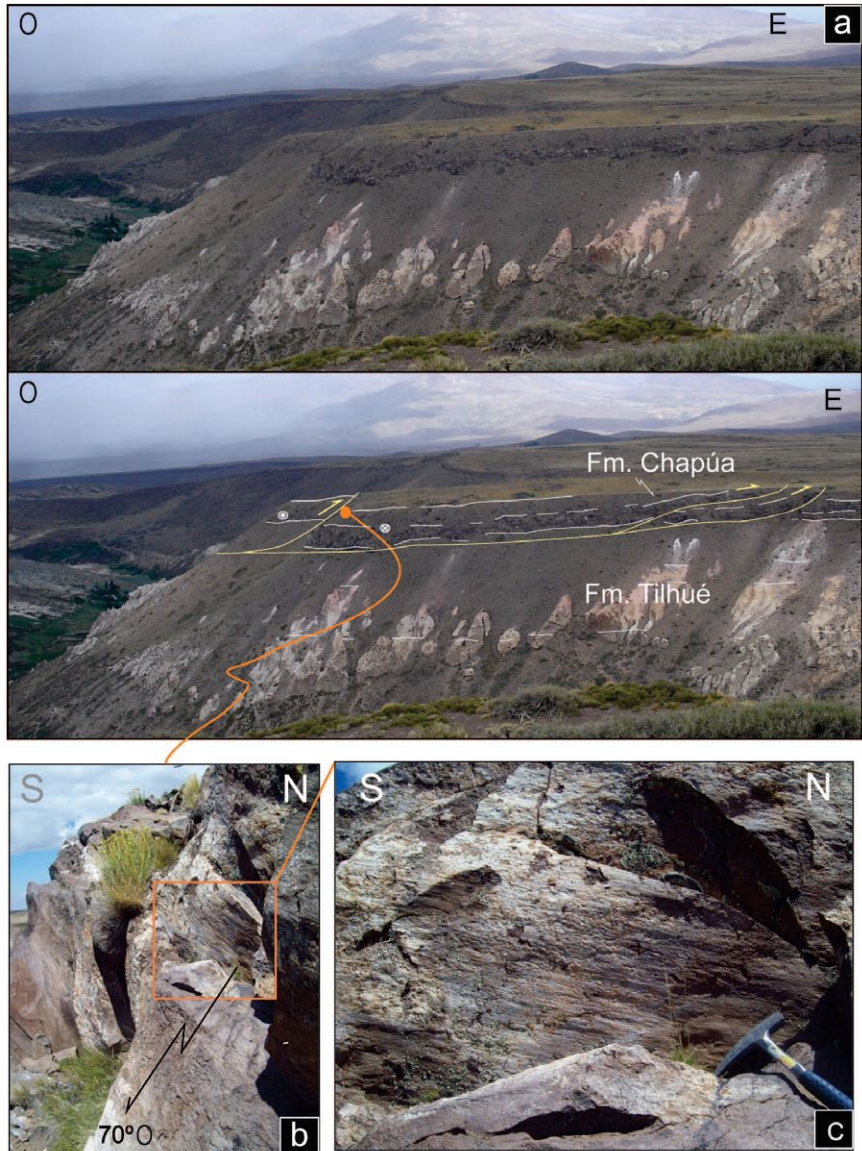


do a un pliegue de flexión de falla vergente hacia el oriente (Fig. 10d). Inmediatamente al oeste se encuentra el anticlinal El Llano, también de vergencia occidental (Fig. 3). Sobre la zona occidental del arroyo Chapúa afloran otra serie de corrimientos con vergencia este y despegue superficial en las ignimbritas de la Formación Tilhué (Fig. 11a). Estrías encontradas sobre el plano de falla de la estructura más occidental sugieren una componente de rumbo sinistral (Figs. 11b y c). La estructura más importante en términos de amplitud y de profundidad de su despegue de este sector es el anticlinal Chapúa (Fig. 3) descrito por Galland *et al.* (2007), que corresponde a un pliegue de vergencia occidental asociado a una falla inversa con componente de rumbo sinistral, tal como lo indican estrías en su plano de falla descritas por dichos autores.

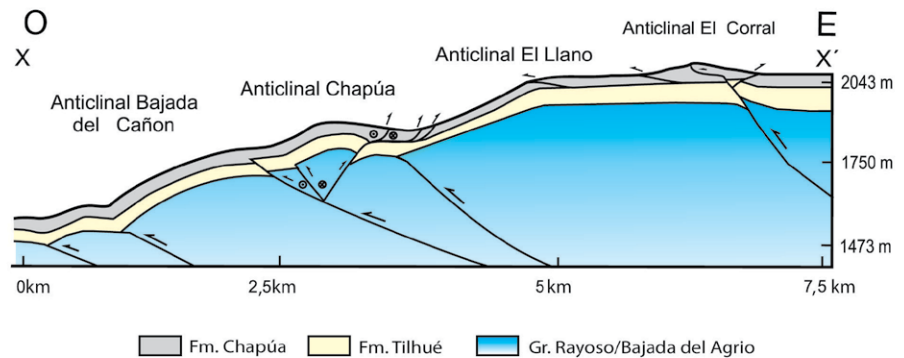
Tal como puede observarse en la figura 12, la estructura general descrita aflorante sobre el arroyo Chapúa en el flanco occidental del Tromen, se caracteriza por una vergencia occidental que posee mecanismos mixtos que van desde fallas con despegues relativamente más profundos (localizados en sedimentitas mesozoicas), hasta corrimientos con despegues muy superficiales en ignimbritas de la Formación Tilhué. Estas últimas conforman abanicos con vergencias opuestas asociadas a la inserción de las estructuras de mayor longitud de onda en niveles superficiales donde existe un contraste reológico entre lavas de la Formación Chapúa y las ignimbritas de la Formación Tilhué.

**Río Blanco**

La primer estructura sobre esta transecta corresponde al anticlinal Río Blanco (estructura EI descrita por Galland *et al.* 2007), que pliega a lavas de 1,4-1,31 Ma (Fig. 3) y es vergente hacia el occidente. En este sector estas lavas yacen discordantemente sobre un pliegue contraccional en la Formación Huitrín (Galland *et al.* 2007), también de vergencia occidental. Por lo tanto es probable que el plegamiento más reciente se asocie a una reactivación de esa estructura previa. De acuerdo a Galland *et al.* (2007) este anticlinal se

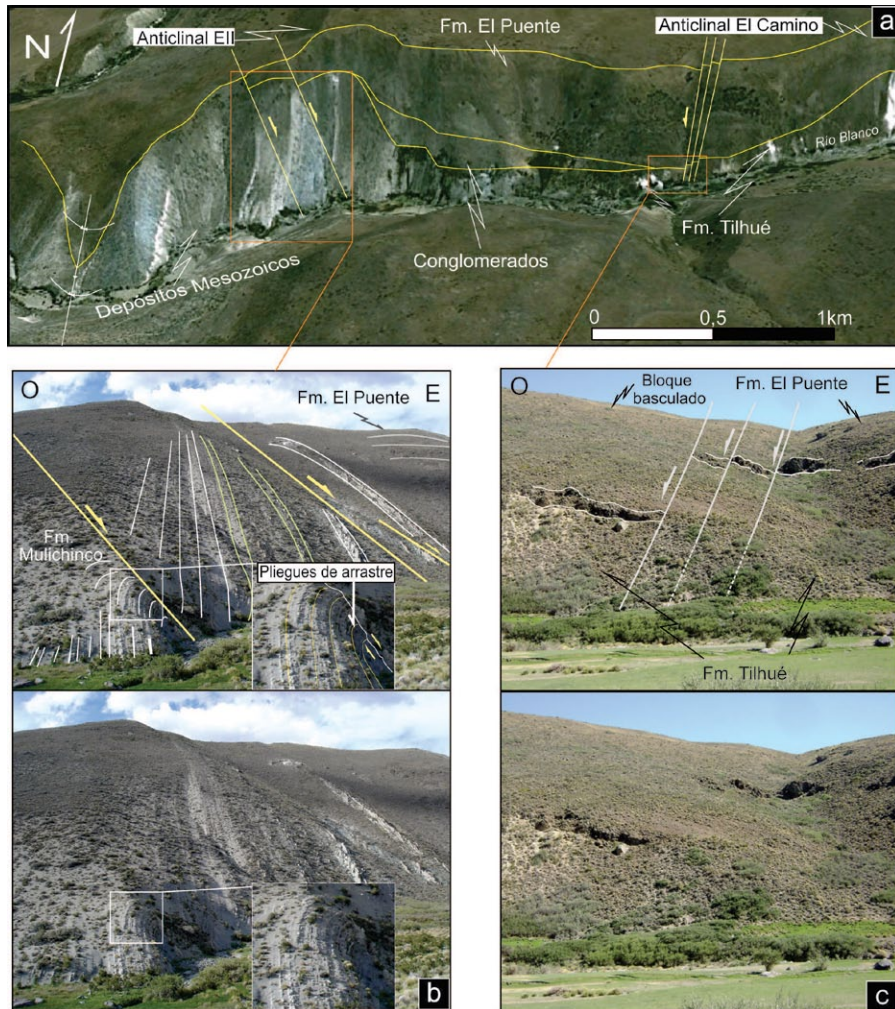


**Figura 11:** a) Imagen que muestra una serie de corrimientos vergentes hacia el oriente con despegue en la Formación Tilhué al este del anticlinal Chapúa. b-c) Detalle de plano de falla y estrías (véase ubicación en Fig. 3).

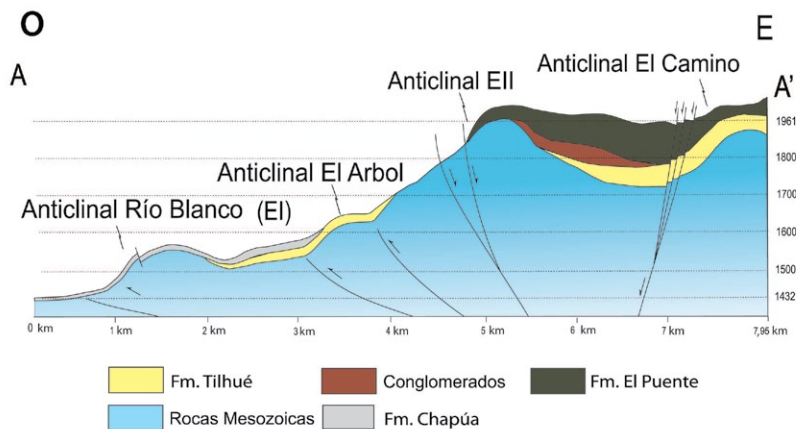


**Figura 12:** Esquema estructural realizado sobre el arroyo Chapúa. La estructura general se caracteriza por poseer una vergencia occidental y dos niveles de despegue, siendo el más superficial localizado en la Formación Tilhué. La ubicación del perfil (X-X') se encuentra en la figura 3.





**Figura 13:** a) Imagen ikonos tomada de Google Earth mostrando estructuras neotectónicas extensionales sobre el río Blanco que afectan a la Formación El Puente, a conglomerados fluvio-glaciales y unidades mesozoicas (véase ubicación en figura 3). b) Fallas directas sobre el limbo frontal del anticlinal EII que buzanan al este y dislocan las Formaciones El Puente y Mulichinco. Nótese en la imagen el detalle de los pliegues de arrastre que indican la cinemática de la falla. c) Fallas directas que buzanan al oeste y dislocan lavas de la Formación El Puente.



**Figura 14:** Esquema estructural idealizado sobre el río Blanco. La estructura general se caracteriza por corrimientos con una vergencia occidental y fallas directas de rechazo métrico que afectan principalmente los plegamientos. Ubicación del perfil A-A' en la figura 3.

conecta al norte con el anticlinal Chapúa y continúa hacia el sur del río Blanco. Hacia el oriente y separado por un sinclinal afloran ignimbritas más antiguas que 2,02 Ma formando parte de un pliegue relativamente simétrico denominado anticlinal El Arbol (Fig. 3). Inmediatamente al este se observa un sinclinal de rumbo norte que pliega ignimbritas de la Formación Tilhué y se caracteriza por poseer gran continuidad al sur del río Blanco (Figs. 3 y 13a) y otro anticlinal que pliega a la Formación Mulichinco del Cretácico Inferior, y es cubierto discordantemente por lavas de 2,02 Ma (estructura EII descrita por Galland *et al.* 2007) (Fig. 13a y b). El limbo frontal del anticlinal se encuentra afectado por dos estructuras normales que buzanan hacia el este (Fig. 13b). Hacia oriente de la estructura anterior se observa un paleovalle labrado sobre depósitos pelíticos de la Formación Vaca Muerta (Fig. 13a) que había sido descrito por Zollner y Amos (1973), y que se encuentra relleno por conglomerados con clastos de andesita y basalto de origen fluvio-glacial asignados al Pleistoceno. Sin embargo, sobre estos conglomerados se apoyan depósitos de la Formación El Puente datados en este sector en  $2,02 \pm 0,06$  Ma (muestra ABL03-01, Galland *et al.* 2007). Por lo tanto los depósitos conglomerádicos debieran ser aún más antiguos que lo propuesto anteriormente.

Hacia el sector oriental de la transecta, los depósitos conglomerádicos desaparecen observándose un contacto directo entre lavas de 2,02 Ma e ignimbritas de la Formación Tilhué (Fig. 13a). Sobre el flanco occidental del anticlinal el Camino dicho contacto es dislocado por tres fallas directas que buzanan hacia el oeste (Fig. 13c). La figura 14 muestra el esquema estructural general perteneciente a la zona del río Blanco. La estructura se caracteriza por una vergencia hacia el occidente al igual que las estructuras sobre el arroyo Chapúa. A diferencia del sector norte del flanco occidental del Tromen, los plegamientos más recientes se encuentran afectados por estructuras extensionales de rumbo norte. Una posibilidad sobre el origen de estas estructuras extensionales es que es-

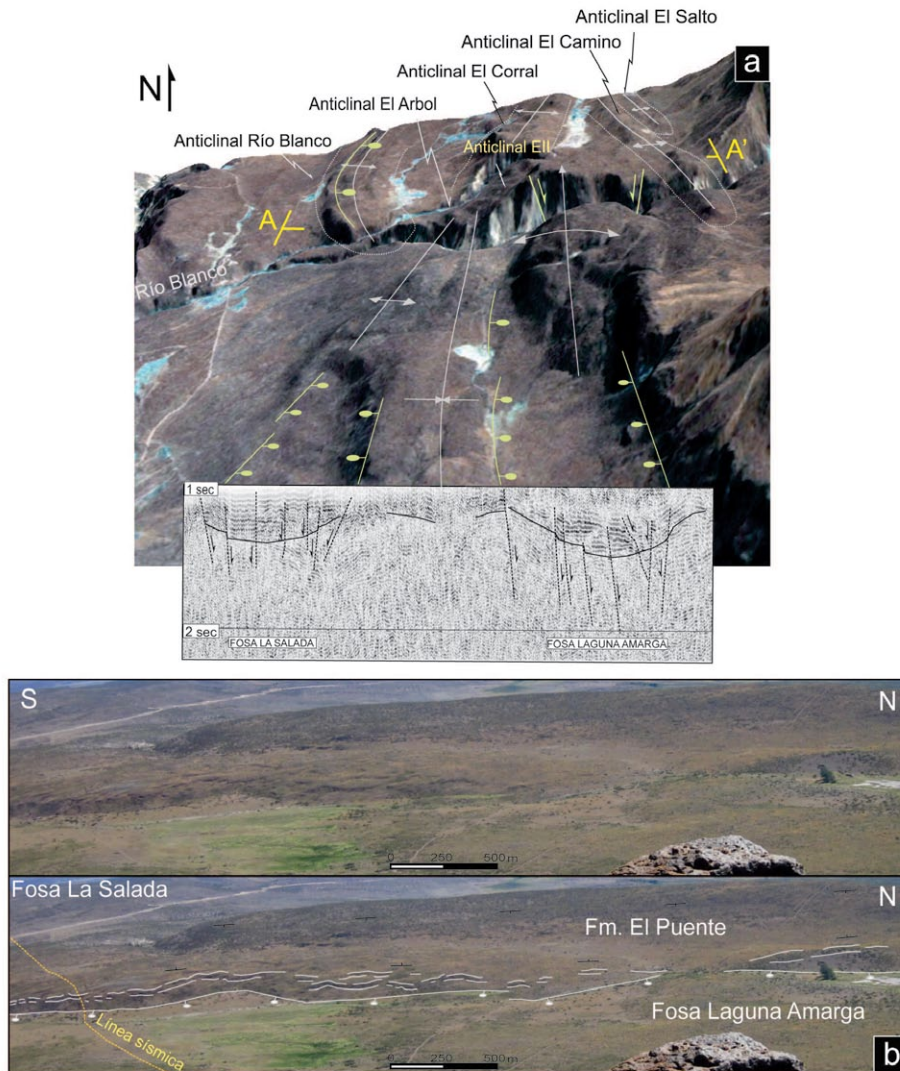


## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los sectores norte y sur del flanco occidental del volcán Tromen poseen estructuras compresivas de rumbo general norte, que son afectadas solo en algunos casos por fallas extensionales que cortan transversalmente los ejes de los pliegues en dirección noreste y otras a lo largo de su rumbo, que posiblemente provocarían el colapso parcial de pliegues al sur del río Blanco (Figs. 7, 13 y 14).

De acuerdo a lo dicho anteriormente, la evolución cuaternaria del área de influencia del volcán Tromen habría coexistido con un campo de esfuerzos compresivo. Sin embargo, algunas estructuras parecen ser afectadas localmente por fallamiento normal.

Estudios paramétricos y de laboratorio (Jarrard, 1986, Lallemand *et al.* 2005, Heuret y Lallemand, 2005, Heuret *et al.* 2007, Schellart *et al.* 2007, Schellart, 2008) indican que el contexto geodinámico de los Andes Centrales sur sería compatible con un régimen compresivo este-oeste ó por lo menos del tipo neutro. Estos datos son apoyados por datos de break out, que indican un régimen compresivo en el retroarco oriental (Guzmán *et al.* 2007). Los estudios de Galland *et al.* (2007) y Messenger *et al.* (2010) describieron estructuras compresivas recientes en el retroarco que serían testimonio del campo de esfuerzo actual. Por otro lado, Folguera *et al.* (2008) postulan un régimen extensional actual en este y otros sectores aledaños al volcán Tromen, basándose en la descripción de estructuras extensionales recientes. Así, en base a los trabajos anteriores solo se plantea una relación excluyente entre ambas hipótesis en relación al campo de esfuerzo actual. Debido al carácter localizado de las estructuras extensionales aquí descritas se les atribuye un posible origen asociado al relajamiento local de estructuras compresivas recientes que representarían el campo de esfuerzo dominante. Tanto los estudios previos como los resultados de este trabajo revelan la complejidad de la neotectónica del área. Por lo tanto, se plantea la necesidad



**Figura 15:** a) Modelo de elevación digital en perspectiva con imagen *Aster* superpuesta que muestra la distribución de las principales estructuras en la zona del río Blanco y su correlación con la línea sísmica de Folguera *et al.* (2008) (véase ubicación en figura 3). Nótese como los pliegues El Arbol y EII a lo largo de su rumbo convergen hacia el sur con dos fosas extensionales neotectónicas (fosa La Salada y fosa Laguna Amarga). b) Imagen de la escarpa de falla asociada a la fosa Laguna Amarga.

tén asociadas a la flexión en la charnela de los plegamientos (tipo *bending moment*). Sin embargo, un análisis de su continuación al sur permite plantear otra posibilidad. Tal como se observa en el modelo de elevación digital de la figura 15a la continuidad hacia el sur de los anticlinales El Arbol y EII, sufre una paulatina disminución en la topografía hasta finalmente constituir dos depresiones topográficas. Estas depresiones cruzan una línea sísmica estudiada por Folguera *et al.* (2008). Dichos autores reconocieron dos fosas extensionales que se asociarían a campos monogénicos hacia el sur (Fig. 15a). En superfi-

cie los límites de estas fosas coinciden con una serie de escarpas de rumbo norte. La figura 15b muestra una escarpa que afecta a lavas de Formación El Puente cerca de la línea sísmica. Este rasgo superficial coincide en subsuelo con la falla normal occidental de la fosa laguna Amarga (Fig. 15a y b). La fosa Laguna Amarga se caracteriza por curvarse hacia el sureste rodeando el flanco del Tromen en este sector (Fig. 3). Esta inversión de la topografía puede ser explicada por un aumento hacia el sur del río Blanco del rechazo de las fallas extensionales que afectan a los plegamientos EII y El Camino sobre el río Blanco.

de estudios adicionales que profundicen este aspecto para lograr un entendimiento más acabado del estado tensional en el retroarco Neuquino.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Backé, G., Hervouët, Y. y Dhont, D. 2006. Cenozoic extension vs. Compression in the central Neuquén basin (S 37°-S 36°, Argentina). En Kay, S., Ramos, V. y Dickinson, W. (eds.) Backbone of the Americas: Ridge collision, shallow subduction and plateau uplift. Geological Society of America, Memoir: 111-112, Boulder.
- Bermúdez, A., Delpino, D., Frey, F. y Saal, A. 1993. Los basaltos de retroarco extraandinos. En Ramos, V.A. (ed.) Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Geología y recursos naturales de Mendoza: 161-172, Buenos Aires.
- Branquet, Y. y Van Wyk de Vries, B. 2001. Effects of volcanic loading on regional compressive structures: new insights from natural examples and analogue modelling. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 333: 455-461.
- Burd, A., Booker, J.R., Pomposiello, M.C., Favetto, A., Larsen, J., Giordanengo, G. y Bernal, L.O. 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° International Symposium on Andean Geodynamics, Resúmenes extendidos: 90-93, Nice.
- Burns, W. M., Jordan, T., Copeland, P. y Kelley, S. 2006. The case for extensional tectonics in the Oligocene-Miocene southern Andes as recorded in the Cura Mallín basin (36°-38°S). 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 latitude). Geological Society of America, Special Paper 407: 163-184, Boulder.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J., Gans, P., Kay, S., Muñoz, N., Wyss, A. y Zurita, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33° -36°S). *Journal of South American Earth Sciences* 15: 117-139.
- Cobbold, P.R. y Rossello, E.A. 2003. Aptian to recent compressional deformation of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 20: 429-443.
- Folguera, A. y Ramos, V.A. 2011. Repeated eastward shifts of arc magmatism in the Southern Andes: a revision to the long-term pattern of Andean uplift and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences* 32: 531-546.
- Folguera, A., Ramos, V.A., González Díaz, E.F. y Hermanns, R. 2006. Miocene to Quaternary deformation of the Guanacos fold-and-thrust-belt in the Neuquén Andes between 37° and 37°30'S. En Kay, S. y Ramos, V. (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: 247-266, Boulder.
- Folguera, A., Bottesi, G., Zapata, T.R. y Ramos, V.A. 2008. Crustal collapse in the Andean back-arc since 2 Ma: Tromen volcanic plateau, Southern Central Andes (36°40'-37°30'S). *Tectonophysics* 459: 140-160.
- Folguera, A., Naranjo, J.A., Orihashi, Y., Sumino, H. y Nagao, K. 2009. Retroarc volcanism in the northern San Rafael Block (34°-35°30'S), southern Central Andes: Occurrence, age, and tectonic setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 186: 169-185.
- Folguera, A., Alasonati Tašárová, Z., Götze, H.J., Rojas Vera, E., Giménez, M. y Ramos, V.A. 2012. Retroarc extension in the last 6 Ma in the South-Central Andes (36°S-40°S) evaluated through a 3-D gravity modeling. *Journal of South American Earth Sciences* 40: 23-27.
- Franchini, M.B., López Escobar, L., Shalamuk, I.B.A. y Meinert, L.D. 2003. Paleocene calc-alkaline subvolcanic rocks from Nevazón Hill area (NW Chos Malal fold belt), Neuquén, Argentina, and comparison with granitoids of the Neuquén- Mendoza volcanic province. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 399-422.
- Galland, O., Hallot, E., Cobbold, P., Ruffet G., y d'Ars, J. 2007. Volcanism in a compressional Andean setting: a structural and geochronological study of Tromen volcano (Neuquén province, Argentina). *Tectonics* 26: 1-24.
- Germa, A., Quidelleur, X., Gillot, P.Y. y Tchilinguirian, P. 2010. Volcanic evolution of the back-arc Pleistocene Payun Matrú volcanic field (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 29: 717-730.
- Groeber, P. 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Ministerio de Agricultura, Dirección General de Minas, Geología y Hidrología: 110 p., Buenos Aires.
- Gudnason, J., Holm, P.M., Söager, N. y Llamabías, E. 2012. Geochronology of the late Pliocene to recent volcanic activity in the Payenia back-arc volcanic province, Mendoza Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 37: 191-20.
- Guzmán, C., Cristallini, E. y Bottesi, G. 2007. Contemporary stress orientations in the Andean retroarc between 34°S and 39°S from borehole breakout analysis. *Tectonics* 26: 1-13.
- Havestadt, B. 1752. Mapa geográfico y diario del Padre Bernardo Havestadt (itinerario). [http://es.wikisource.org/wiki/Memorias\\_de\\_Bernardo\\_Havestadt](http://es.wikisource.org/wiki/Memorias_de_Bernardo_Havestadt)
- Heuret, A. y Lallemand, S. 2005. Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 149: 31-51.
- Heuret, A., Funicello, F., Faccenna, C. y Lallemand, S. 2007. Plate kinematics, slab shape and back-arc stress: A comparison between laboratory models and current subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters* 256: 473-483.
- Holmberg, E. 1975. Descripción geológica de la Hoja 32c, Buta Ranquil, Provincia de Mendoza-Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 152: 71 p., Buenos Aires.
- Jarrard, R.D. 1986. Relations among subduction parameters. *Reviews of Geophysics* 24: 217-284.
- Kay, S.M., Burns, M. y Copeland, P. 2006. Upper Cretaceous to Holocene Magmatism over the Neuquén basin: Evidence for transient shallowing of the subduction zone under the Neuquén Andes (36°S to 38°S latitude). 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 latitude). Geological Society of America, Special Paper, 407: 19-60, Boulder.
- Lallemand, S., Heuret, A. y Boutelier, D. 2005. On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion, and crustal nature in subduction zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6: 1-18.
- Lavenu, A. y Cembrano, J. 1999. Compressional- and tranpressional- stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fo-



- rearc and intra - arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology* 21: 1669-1691.
- Llambías, E.J. y Rapela, C.W. 1989. Las vulcanitas de Collipilli, Neuquén (37°S) y su relación con otras unidades paleógenas de la cordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44: 224-236.
- Llambías, E.J., Danderfer, J.C., Palacios, M. y Brogioni, N. 1978. Las rocas ígneas Cenozoicas del Volcán Domuyo y áreas adyacentes. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 569-584, Neuquén.
- Llambías, E.J., Bertotto, G.W., Risso, C. y Hermandero, I.R. 2010. El volcanismo cuaternario en el retroarco de Payenia: una revisión. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67: 278-300.
- Maceda, 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*. American Association of Petroleum Geologists, Memoria 62: 369-382, Tulsa.
- Marques, F.O. y Cobbold, P.R. 2002. Topography as a major factor in the development of arcuate thrust belts: Insights from sandbox experiments. *Tectonophysics* 348: 247-268.
- Melnick, D., Folguera, A. y Ramos, V.A. 2006. Structural control on arc volcanism: The Cavihue - Copahue complex, Central to Patagonian Andes transition (38°S). *Journal of South American Earth Sciences* 22: 66-88.
- Messager G., Nivière B., Martinod J., Lacan P. y Xavier J.P. 2010. Geomorphic evidence for Plio-Quaternary compression in the Andean foothills of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Tectonics* 29, 1-18.
- Muñoz, J. y Stern, C. 1988. The Quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: Transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38°S and 39°S. *Journal of South American Earth Sciences* 1: 147-161.
- Quezada, J. y Bataille, K. 2008. Subduction partitioning evidenced by crustal earthquakes along the Chilean Andes. 7° International Symposium on Andean Geodynamics, Resúmenes extendidos: 413-416, Nice.
- Quidelleur, X., Carlot, J., Tchilinguirian, P., Germa, A. y Gillot, P.Y. 2009. Paleomagnetic directions from mid-latitude sites in the southern hemisphere (Argentina): contributions to time averaged field models. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 172: 199-220.
- Ramos, V.A. 1977. Estructura de la Provincia de Neuquén. En Rolleri, E.O. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Neuquén*: 9-24, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. En Veiga, G.D., Spalletti, L., Howell, J.A. y Schwarz, E. (eds.) *The Neuquén Basin: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society, Special Publication: 15-35, London.
- Sagripanti, L., Rojas Vera, E., Gianni, G., Rusconi, F., Ruiz, F., Folguera, A. y Ramos, V. 2012. Transtensive to transpressive neotectonic reactivation of a fold and thrust belt: The Tromen volcanic plateau in the southern Central Andes. 13° Congreso Geológico Chileno, Actas Electronicas, Antofagasta.
- Schellart, W.P. 2008. Overriding plate shortening and extension above subduction zones: A parametric study to explain formation of the Andes Mountains. *Geological Society of America, Bulletin* 120: 1441-1454.
- Schellart, W.P., Freeman, J., Stegman, D.R., Moresi, L. y May, D. 2007. Evolution and diversity of subduction zones controlled by slab width. *Nature* 446: 308-311.
- Spagnuolo, M.G., Litvak, V., Folguera, A., Bottesi, G. y Ramos V.A. 2012a. Neogene magmatic expansion and mountain building processes at the southern Central Andes, 36°-37°S. Argentina. *Journal of Geodynamics* 53: 81-94.
- Spagnuolo, M. G., Folguera, A., Litvak, V., Rojas Vera, E. y Ramos, V.A. 2012b. Late Cretaceous arc Rocks in the Andean retroarc region at 36,5°S: Evidence supporting a late Cretaceous slab shallowing. *Journal of South American Earth Sciences* 38: 44-56.
- Vergani, G.D., Tankard, A.J., Belotti H.J. y H.J., Welsink 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén basin, Argentina. En Tankard, A.J., Suárez, R. y Welsink, H.J. (eds.) *Petroleum Basins of South America*, AAPG Memoria 62: 383-402, Tulsa.
- Yuan, X., Asch, G., Bataille, K., Bock, G., Bohm, M., Echtler, H., Kind, R., Oncken, O. y Wölber, I. 2006. Deep seismic images of the Southern Andes. En Kay, S. y Ramos, V.A., (eds) *Late Cretaceous to Recent Magmatism and Tectonism of the Southern Andean Margin at the Latitude of the Neuquén Basin (36°-39° S)* Geological Society of America, Special paper, 407: 61-72, Boulder.
- Zapata, T.R. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andean fold and thrust belt, south of the Barrancas River, Neuquén Basin, Argentina. En Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E., (eds.) *The Neuquén Basin: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*, Geological Society, Special Publications 252: 37-56, London.
- Zapata, T., Brissón, I. y Dzelalija, F. 1999. The role of the basement in the Andean fold and thrust belt of the Neuquén Basin. Argentina: Thrust tectonics '99 Conference: 122-124, London.
- 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: 91 p., Buenos Aires.

Recibido: 8 de octubre, 2013

Aceptado: 30 de mayo, 2014