

La neotectónica del arco volcánico a la latitud del volcán Copahue (38°S), Andes de Neuquén

Emilio Rojas Vera¹, Andrés Folguera¹, Mauro Spagnuolo¹, Mario Gímenez², Francisco Ruiz², Patricia Martínez², Víctor A. Ramos¹

¹ Laboratorio de Tectónica Andina, FCEyN, Universidad de Buenos Aires - CONICET

² Instituto Sismológico Volponi- San Juan - CONICET

RESUMEN

El cerro Chanco-Co constituye el principal elemento positivo en el perímetro de la caldera del Agrio después del volcán Copahue ubicado inmediatamente al sur del mismo. Su desarrollo se encuentra ligado a una serie de cabalgamientos de dirección NE que generan un abanico imbricado con vergencia al SE asociado al plegamiento de secuencias pliocenas superiores agrupadas en la Formación Las Mellizas. El principal quiebre topográfico dentro de este abanico imbricado de fallas coincide con el desarrollo de la falla Copahue. Este cabalgamiento levanta unidades pliocenas sobre depósitos cuaternarios coluviales y fluviales. El estudio de las relaciones entre secciones menores de esos depósitos muestra que la falla Copahue ha sufrido al menos dos períodos de actividad. La falla Copahue, así como los otros cabalgamientos adyacentes han afectado las coladas del volcán Copahue hacia el sur, permitiendo la redefinición de la geometría del bloque de Chanco-Co. Finalmente, a partir del análisis de las anomalías gravimétricas de la zona un mecanismo asociado a la inversión de la cuenca de Cura Mallín en el subsuelo es propuesto para explicar el desarrollo de esta faja de actividad neotectónica.

Palabras clave: Neotectónica; Neuquén; Cuenca de Cura Mallín; Volcán Copahue.

INTRODUCCIÓN

Desde finales de la década del ochenta se han identificado estructuras afectando las rocas pertenecientes al basamento plioceno del volcán Copahue, en la Cordillera Principal a los 38°S (Fig. 1; Pesce 1989). Estas estructuras han sido interpretadas como cabalgamientos que repiten a la Formación Las Mellizas datada por Linares et al. (1999) en el intervalo 3.2-2.6 Ma. Estas fallas definen escarpas de unos pocos metros de altura que poseen atributos morfológicos bien preservados. Estas fallas han sido objeto de numerosos estudios (Folguera y Ramos 2000, Melnick *et al.* 2006) en los cuales se ha indicado que las mismas definirían el frente orogénico de los Andes a estas latitudes. Sin embargo pocas evidencias se han adjuntado acerca de la potencial actividad cuaternaria de las mismas, de la relación que pudiera existir con las coladas que conforman el edificio del volcán Copahue y de los controles profundos de su peculiar geometría.

Esta contribución muestra las primeras evidencias de materiales recientes coluviales- aluviales asociados a la sedimentación del frente de levantamiento

del cerro Chanco-Co que conforma el basamento noreste del volcán Copahue, sus discordancias internas, la relación que éstos poseen con la estructura más reciente de la zona y la extensión areal de la misma en el interior de la caldera del Agrio. La correcta interpretación de la temporalidad asociada a las principales estructuras del área es crucial para la delimitación de áreas con levantamiento cuaternario, dada la existencia de poblaciones como Caviahue y Copahue alojadas directamente sobre los frentes de levantamiento de las mismas. Dado que estas poblaciones se han asentado en torno al campo geotermal del volcán y dado que éste está estrechamente vinculado al desarrollo de las principales estructuras en la zona, la determinación de zonas de levantamiento activo permitiría plantear planes de urbanización en una zona de intenso crecimiento demográfico.

CONTEXTO GEOLÓGICO

El volcán Copahue ([Figs. 1 y 2](#)) se encuentra en la zona limítrofe argentinochilena emplazado sobre un *plateau* plioceno cuya sección inferior está conformada por una asociación de lavas y brechas andesíticas y niveles volcanoclásticos agrupados en la Formación Cola de Zorro o su equivalente Hualcupén en territorio argentino (5-6 Ma Linares *et al.* 1999, Vergara y Muñoz 1982, Pesce 1989) y una sección superior asignada a la Formación Las Mellizas con una edad K/Ar de 3.2- 2.6 Ma (Linares *et al.* 1999). Los niveles más antiguos del volcán (1.2 Ma; Linares *et al.* 1999) se emplazan en una estructura extensional correspondiente a grábenes de orientación O-NO y NE (Fig. 2; grábenes de Caviahue y Lomín) (Folguera y Ramos 2000, Melnick *et al.* 2006). Estos conforman la mayor parte del cuerpo del volcán, estando cubiertos por una delgada secuencia de unos pocos cientos de metros de coladas post 1 Ma emplazadas sobre una superficie de abrasión glaciaria (Melnick *et al.* 2006). La mayor parte de esta secuencia se encuentra a su vez afectada por erosión glaciaria, sin embargo una serie de cuerpos monogénicos se han emplazado en la topografía postglaciaria mostrando signos de erupción subácua, potencialmente asociados a erupciones singlaciarias (Melnick *et al.* 2006). Finalmente, erupciones localizadas en los flancos del volcán han dado origen a coladas postglaciarias que han descendido hasta las cotas inferiores de la topografía glaciaria desarrollada en la zona (Pesce 1989). El sistema de grábenes que aloja a la secuencia basal del volcán conforma el límite sur de la caldera del Agrio, un depocentro romboidal de 15 x 20 km asociado a una rama oriental del sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui (Lavenue y Cembrano 1999, Folguera y Ramos 2000). Este depocentro ha evolucionado desde el Plioceno Superior hasta el período postglaciario como una cuenca de *pull-apart* acomodando desplazamientos dextrales (Folguera y Ramos 2000), a partir del desarrollo de diferentes generaciones de estructuras extensionales que afectan secuencias desde el Mioceno Inferior hasta el Pleistoceno. De esta manera se ha definido una topografía deprimida en la cual su perímetro sobresale unos 500 metros por sobre el nivel en el cual afloran las secuencias pliocenas en la parte central. Sin embargo un elemento positivo aflora relicto en la parte noreste de la caldera correspondiente al cerro Chanco-Co ([Fig. 2](#)). Este cerro se encuentra íntegramente formado por secuencias de la Formación Las Mellizas y desde la década del ochenta se lo asocia a un sistema de fallas de orientación NE que afloran en su flanco SE (Pesce 1989).

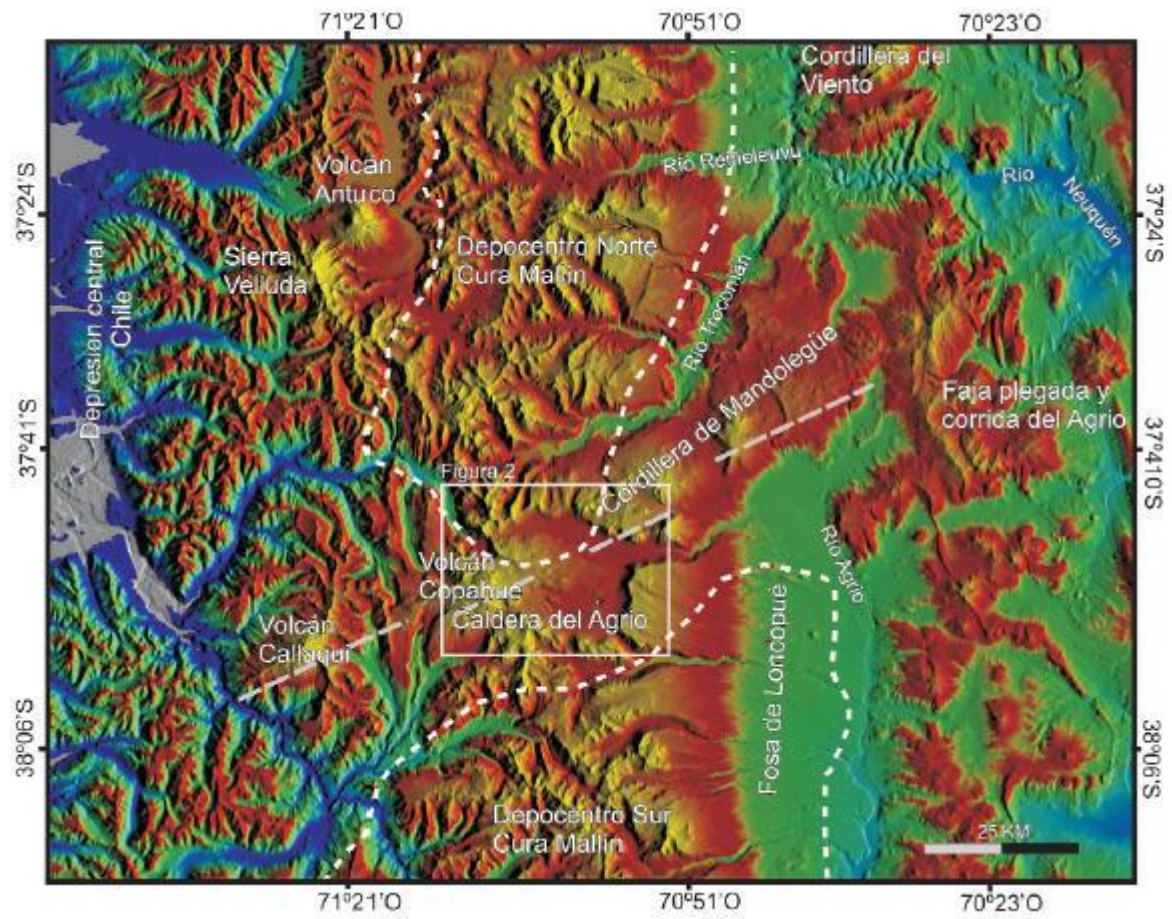


Figura 1: Marco regional en el cual se enmarcan las principales unidades morfoestructurales, los depocentros de la cuenca de Cura Mallín y los centros fisurales del arco volcánico.

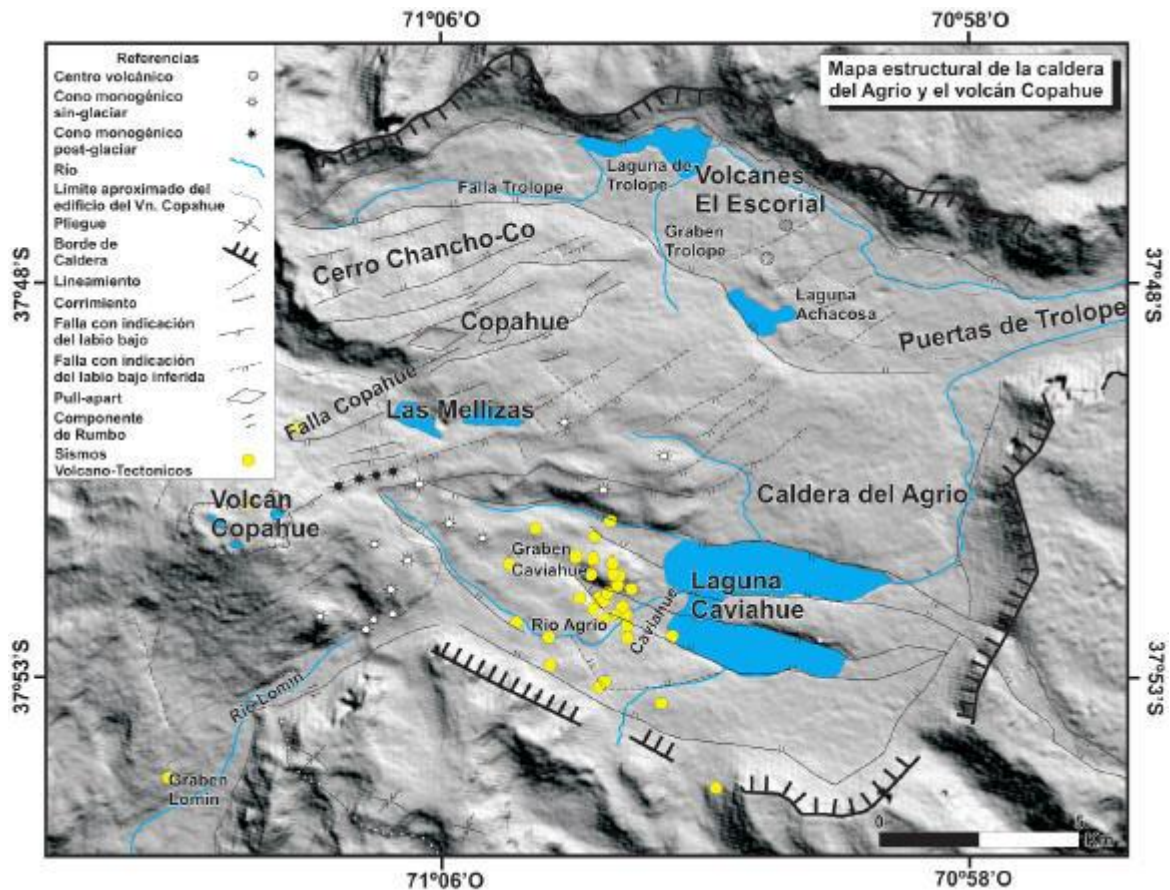


Figura 2: Modelo digital de elevación (procesado como *hill shade*; píxel 30 m), sobre el cual se ha representado la estructura asociada al cerro Chanco-Co y elevaciones adyacentes (modificado de Melnick *et al.* 2006). Nótese la continuación de las estructuras que afectan al basamento plioceno por sobre las coladas que conforman el edificio del volcán Copahue, evidenciada a partir del reconocimiento de escarpas. Nótese también la ubicación de la población de Copahue en la zona apical del abanico de fallas que conforman el bloque de Chanco-Co coincidente con el principal campo geotermal de la zona (Copahue-Las Máquinas-Las Maquinitas). La sismicidad asociada a las estructuras neotectónicas descritas en el texto es tomada de (Ibáñez *et al.* 2008).

ESTRUCTURA DE LA CALDERA DEL AGRIO

La caldera del Agrio se ubica en el faldeo occidental de los Andes de Neuquén en los (37°45'37°55,2') de latitud sur y los (71°8,4'70°56,4') de longitud oeste (Figs. 1 y 2), constituyendo uno de los máximos rasgos volcano-tectónicos de los Andes del sur. En base al análisis de topografía de alta resolución (30 m x píxel) *Aster* y trabajo de campo, se ha realizado un mapa sobre la estructura neotectónica contenida en dicha depresión. Recopilando información previa correspondiente a los trabajos de Pesce (1989), Folguera y Ramos (2000) y Melnick *et al.* (2006), entre otros, se confeccionó finalmente el mapa estructural de esta depresión que se expone en la [figura 2](#).

La caldera del Agrio abarca un área de 218 km² limitada por escarpas de más de 400 m de altura en algunos sectores, asociadas a fallas normales que afectan principalmente a las unidades del Plioceno Inferior. Dentro de la misma se pueden observar dos juegos de fallas principales. El primer patrón muestra un rumbo NE y se encuentra restringido al sector occidental y central de la

caldera. El segundo patrón de rumbo ONO, se encuentra principalmente desarrollado en el sector oriental y central, tanto en el sector norte como en el sur, constituyendo los grábenes de Trolope y de Caviahue respectivamente ([Fig. 2](#)). El graben de Trolope se encuentra afectando en superficie a la Formación Las Mellizas con una edad comprendida entre 3,2 -2,6 Ma. Por otra parte esta depresión aloja una secuencia más joven integrada por el Basalto Escorial (1,6-0,8 Ma; Linares *et al.* 1999), cuyos centros emisores se ubican en las cercanías de la laguna Achacosa. Equivalentemente el graben de Caviahue afecta a las ignimbritas y coladas agrupadas en la Formación Las Mellizas, sin embargo su control más reciente está dado por conos monogénicos singlaciares ([Fig. 2](#)). Tal como se pudo constatar en el campo y el análisis de la topografía, estas estructuras se continúan hasta la ladera SE del volcán Copahue, desarrollándose sobre este centro volcánico, lo que indicaría una actividad hasta por lo menos el Pleistoceno. Se visualizan básicamente una serie de lineamientos y escarpas de dirección NE que se encuentran afectando al flanco sur del volcán. Allí otro patrón de estructuras que surgen básicamente del análisis de la topografía, muestra como el valle del río Lomín ([Fig. 1](#)) se encuentra controlado por un sistema de lineamientos de dirección NE que se prolongan sobre las coladas del volcán Copahue (Melnick *et al.* 2006). Un último patrón de estructuras y lineamientos se desarrolla sobre la ladera noreste del volcán, con una dirección NE hacia las lagunas Las Mellizas, conectándose con las estructuras reconocidas en superficie del cerro Chanco-Co. A la altura del volcán Copahue este patrón de estructuras se encuentra controlando la posición del cráter activo y la posición de cuatro centros monogénicos post-glaciarios sobre su zona apical ([Fig. 2](#)). El mismo patrón estructural se ubica sobre el flanco norte del volcán Copahue, afectando a los productos más jóvenes del mismo.

Estructura del depocentro norte de la cuenca de Cura Mallín

Tal como fuera propuesto por Radic *et al.* (2002), la cuenca de Cura Mallín se encuentra dividida en dos depocentros diacrónicos, limitados por una zona de transferencia que coincide espacialmente con la cordillera de Mandolegüe ([Figs. 1 y 3](#)) perteneciente al lineamiento volcánico Callaqui-Copahue. En el presente trabajo se confeccionó un mapa de anomalías de Bouguer ([Fig. 3](#)) con el fin de relacionar la estructura en profundidad inferida a partir del mismo, con datos estructurales de superficie que se exponen en la faja plegada andina resultante de la inversión de la cuenca de Cura Mallín hacia el norte del volcán Copahue y la caldera del Agrio ([Fig. 3](#)). Sobre el sector oriental del mapa de anomalías de Bouguer, inmediatamente al este de la caldera del Agrio, se encuentra un bajo gravimétrico, que ha sido asignado a un bajo estructural desarrollado en el sector central de la fosa de Loncopué ([Fig. 3](#)) (Rojas Vera *et al.* 2008). Es en esta anomalía en donde se registran los menores valores de gravedad de toda la zona alcanzando los -18 mGal. Sobre el extremo sur de la caldera del Agrio se pudo observar la presencia de un alto gravimétrico. Situación análoga se observa sobre las nacientes del río Lomín, al sureste del volcán Copahue ([Figs. 2 y 3](#)). Ambos altos gravimétricos muestran valores absolutos de gravedad que rondan los -5 mGal. Otro alto gravimétrico se desarrolla en el sector de la intersección de los ríos Picunleo y Trocomán cuyo principal afluente es el río que corre por el valle de Las Damas, alcanzando valores de -5 mGal. Este alto ha sido interpretado como la continuación hacia el

sur de la cordillera del Viento, en el sector interno de la faja plegada y corrida del Agrio (Zapata y Folguera 2005). Genéricamente se ha ubicado al depocentro norte de la cuenca de Cura Mallín, al norte del valle de las Damas, por tratarse de los afloramientos más australes conocidos en territorio argentino (Radic *et al.* 2002). La [figura 3](#) muestra que existe una correlación entre el bajo gravimétrico representado entre los cerros Chanco-Co (-12 mGal) y Chenque (-13 y -14 mGal) y la faja de afloramientos oligocenos superiores- miocenos inferiores. Este bajo gravimétrico se extiende hacia el sur del valle de las Damas (-13 y -14 mGal), ingresando en la caldera del Agrio en su sector septentrional, por debajo del cerro Chanco- Co. Los valores negativos de esta anomalía desaparecen bruscamente al cruzar las nacientes del arroyo Trapa-Trapa bajo las raíces del volcán Copahue y laguna de Caviahue. Esta anomalía gravimétrica, potencialmente relacionada con el depocentro norte de la cuenca de Cura Mallín, se encuentra a su vez subdividida en dos bajos gravimétricos que muestran valores de gravedad de entre -10 y -15 mGal. El bajo gravimétrico más austral se ubica por debajo del valle de Las Damas, mientras que el bajo gravimétrico más septentrional se ubica debajo del cerro Chenque ([Fig. 3](#)). Entre ambos bajos se desarrolla un área de mayor gravedad relativa asociada al alto estructural de Trocomán, en donde es posible constatar un adelgazamiento de las secuencias miocenas y pliocenas (Folguera *et al.* 2003).

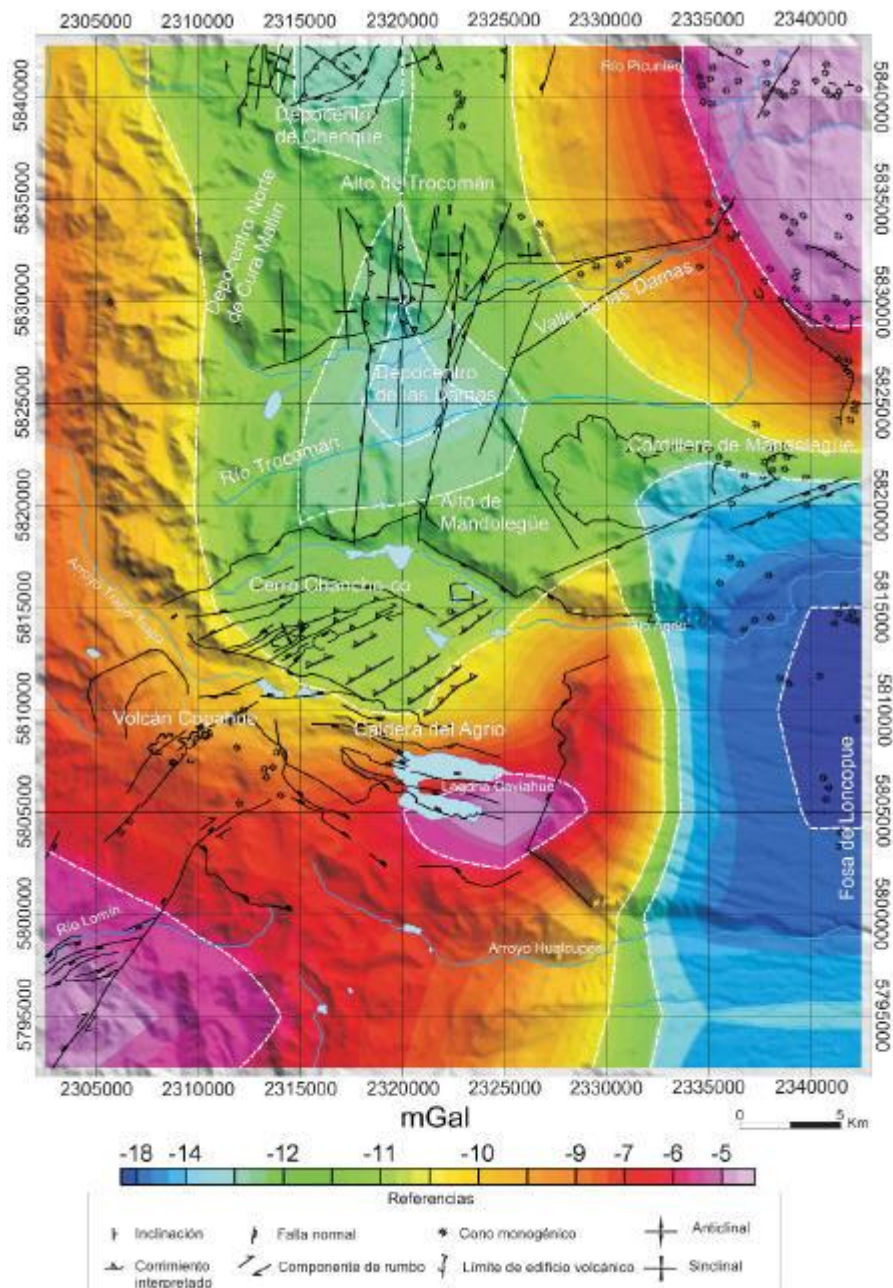


Figura 3: Mapa de anomalías de Bouguer superpuesto a la topografía y principales estructuras miocenas a cuaternarias mapeadas e interpretadas desarrolladas en la zona. Nótese la correspondencia que existe entre el extremo sur del depocentro norte de la cuenca de Cura Mallín, inferido por la gravedad y la estructura resultante de su inversión, con las estructuras que generan el cerro Chanco-Co.

Estructura del cerro Chanco-Co

El cerro Chanco-Co ubicado inmediatamente al norte del volcán Copahue (Fig. 2) se encuentra afectado por una serie de corrimientos de dirección ENE con vergencia hacia el SE. Las secuencias que se encuentran imbricadas en el cerro Chanco-Co corresponden a la Formación Las Mellizas, que representa el primer producto que rellenó la caldera del Agrio entre los 3,2 y los 2,6 Ma (Pesce 1989, Linares *et al.* 1999, Melnick *et al.* 2006). Las mejores secciones de esta unidad se encuentran restringidas al ámbito de este cerro como consecuencia de su exhumación por parte del sistema de fallas mencionado. El análisis de la topografía Aster (píxel 30 m) y fotogramas aéreos muestran que

la falla Copahue se extiende como un conjunto de escarpas que se encuentran inmediatamente al este de las lagunas Las Mellizas ([Figs. 2 y 4](#)). Algunas de estas escarpas y lineamientos se extienden incluso hasta el graben de Trolope ([Fig. 2](#)), correspondiente a un rasgo Pleistoceno Inferior (Melnick *et al.* 2006), en los alrededores de la laguna Achacosa.

Además, existe un paralelismo entre el lineamiento determinado por los centros monogenéticos post-glaciarios y el cráter activo que constituyen el sector apical del volcán Copahue, y la estructura del frente de levantamiento de cerro Chancho- Co ([Fig. 2](#)). En conjunto esta serie de escarpas asociadas a fallas posee más de 15 km de longitud, extendiéndose así los límites anteriormente propuestos, que estaban restringidos al bloque del cerro Chancho-Co, a través del sector apical y sur del volcán Copahue ([Fig. 2](#)).

Frente de levantamiento del cerro Chancho-Co

La [figura 5](#) muestra un fotograma del frente de levantamiento del cerro Chancho- Co que se ubica en el sector nordoccidental del poblado de Copahue, correspondiente a la Falla Copahue ([Fig. 4](#)), sobre una ladera removida con topadora durante tareas de vialidad. Este frente de levantamiento fue dividido en una serie de subzonas con el fin de caracterizar la geometría del mismo y la relación que existe con la sedimentación en el labio yacente de la falla. La Formación Las Mellizas (3,2 -2,6 Ma) se encuentra montada sobre dos secuencias de depósitos de gravas y arenas inconsolidadas (QCg1 y Q Cg2) separadas por una discordancia angular y a su vez se encuentra parcialmente cubierta por una tercer secuencia de gravas (QCg3) ([Fig. 6](#)).

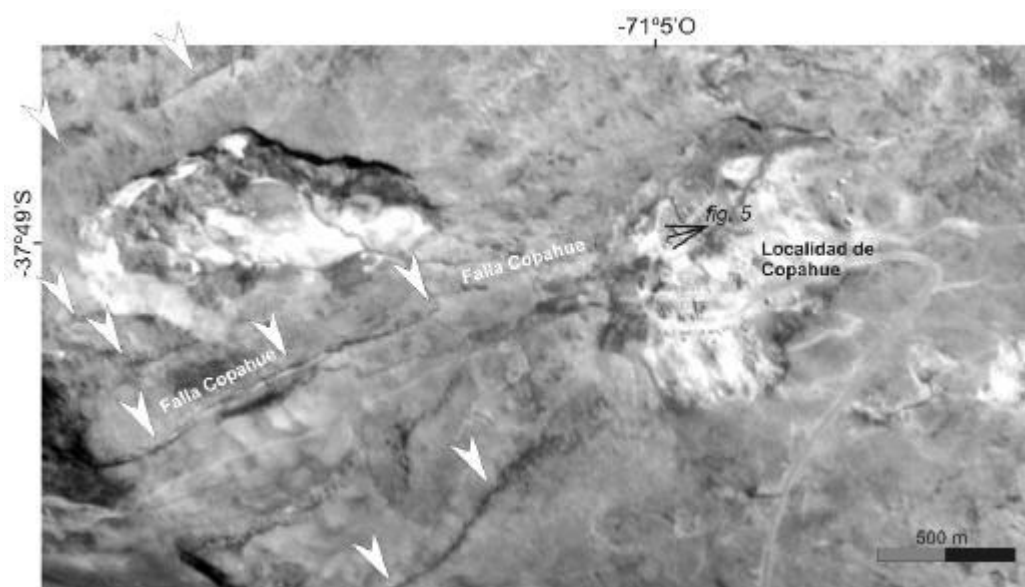


Figura 4: Fotografía aérea en la cual se muestra la expresión superficial de la falla Copahue y como ésta continúa hacia la localidad de Copahue en donde pierde expresión morfológica (las flechas blancas indican las escarpas asociadas a la estructura neotectónica de la zona).

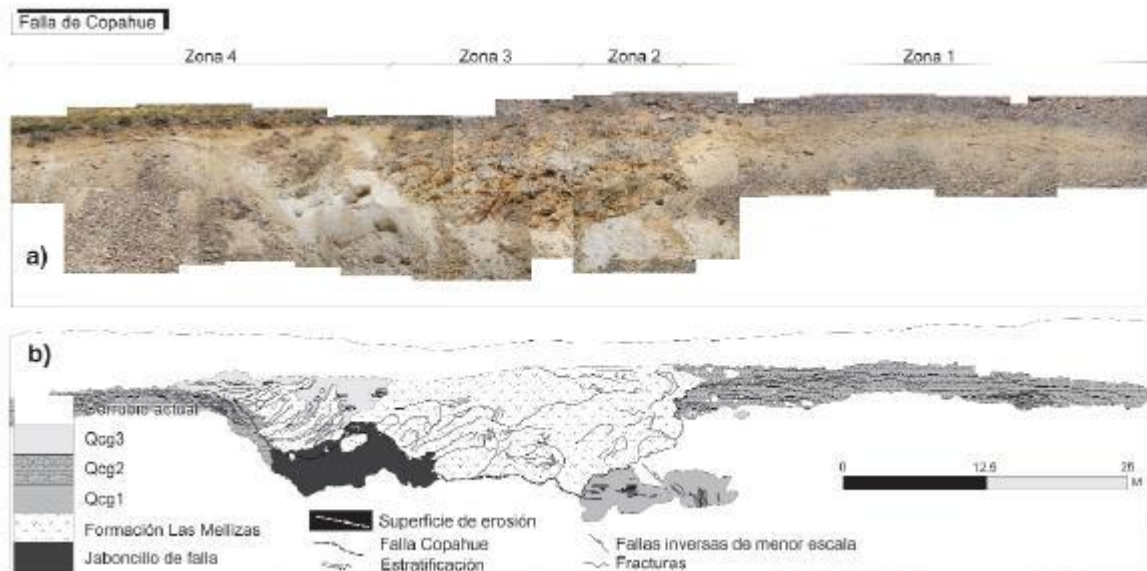


Figura 5: a) Vista en perfil del frente de levantamiento del cerro Chanco-Co, correspondiente a la Falla Copahue (véase ubicación en [figura 2](#)) en la localidad de Copahue. b) Esquema interpretativo de A.

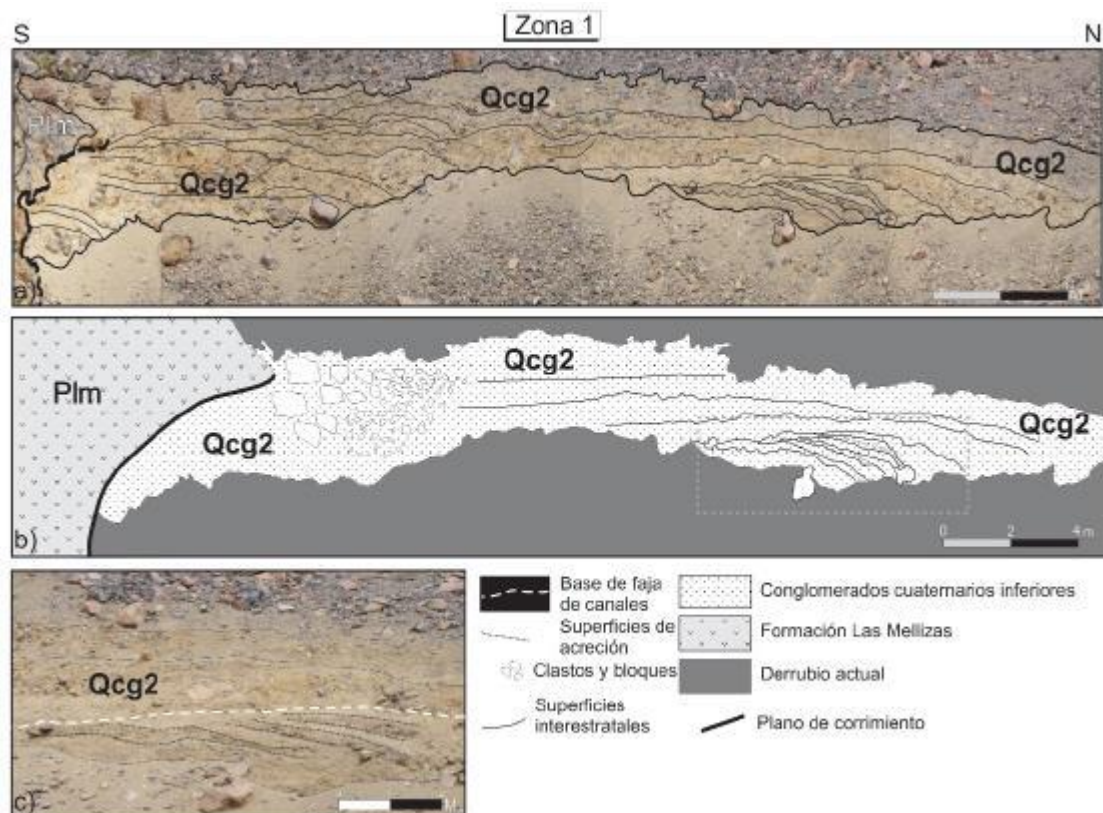


Figura 6: a) Fotografía que muestra los afloramientos de la zona 1 del frente de levantamiento del cerro Chanco-Co correspondiente a la Falla Copahue (ver ubicación de esta sección en [figura 5](#)). b) Esquema del fotograma en la cual se muestra una gradación en la granulometría de los materiales ubicados en el labio yacente de la falla desde conglomerados gruesos en las adyacencias de la zona cataclástica hasta arenas y conglomerados finos en la zona distal. Nótese también que la sección inferior está truncada por una superficie de erosión y que se encuentra cubierta en discordancia angular por la sección superior de esta unidad. c) Detalle de las superficies de acreción. (Plm: Plioceno Las Mellizas; QCg2: conglomerados cuaternarios superiores).

Dado que el rumbo de la estructura es ENE con vergencia SE ([Fig. 4](#)), la sección de la cual se dispone expone un corte relativamente paralelo al rumbo de la estructura.

La zona 1 ([Figs. 5 y 6](#)) muestra claramente el cabalgamiento de la Formación Las Mellizas sobre secuencias inconsolidadas con buena laminación interna por sectores, potencialmente ligadas a un origen fluvial y secuencias asignadas a depósitos coluviales caracterizadas por baja selección y bloques engolfados en su matriz. La secuencia denominada QCg2 posee un espesor mínimo de 4 m. Esta unidad muestra una importante gradación lateral desde conglomerados gruesos en cercanías de la zona de falla carentes de estratificación, hasta arenas y conglomerados finos en la parte distal ([Fig. 6](#)). La naturaleza de esta unidad es de carácter coluvial en cercanías a la falla Copahue, hasta mixta con niveles de flujos de detritos y niveles fluviales de escasa canalización en la parte distal. Sobre este sector se individualizaron probables superficies de acreción que presentan una inclinación de 26° N. Los bancos en el sector distal de esta unidad poseen un espesor de 40 cm y el tamaño promedio de los clastos es de 8 cm, que en general son angulosos derivados de rocas volcánicas provenientes de la secuencia pliocena, inmersos en una matriz arenosa. Estas superficies de acreción se ubican por debajo de una superficie horizontal, la cual se interpreta como parte de la base de una secuencia superior correspondiente a un estadio de mayor canalización. Estos depósitos superiores están formados por bancos de 40 cm de espesor. En la [figura 7](#) se representa la zona 2 individualizada en la trinchera labrada sobre la falla Copahue ([Fig. 5](#)). Esta parte de la secuencia, correspondiente a los depósitos inconsolidados, se encuentra por debajo del plano de la falla Copahue y presenta un intenso grado de deformación, dado por repeticiones de fallas menores. La actitud de esta secuencia es discordante y está por debajo estratigráficamente de los términos clásticos descritos en la [figura 6](#), por lo que se ha decidido agruparla en una categoría relativamente más antigua (QCg1). Esta secuencia asignada a QCg1 está formada por conglomerados finos y arenas ([Fig. 7](#)) que presentan una marcada estratificación entrecruzada, lo que la diferencia genéticamente de la secuencia suprayacente (QCg2).

La base de QCg1 está formada por conglomerados horizontales matriz soportados que gradan hacia conglomerados finos con estratificación entrecruzada en el tope. Dentro de esta secuencia se reconoce particularmente una falla inversa, que imbrica una lámina que inclina 45° hacia el norte. Esta pequeña lámina sobrecorrida está formada por 80 cm de conglomerados en ciclos granodecrecientes y posteriormente 2 m de conglomerados masivos.

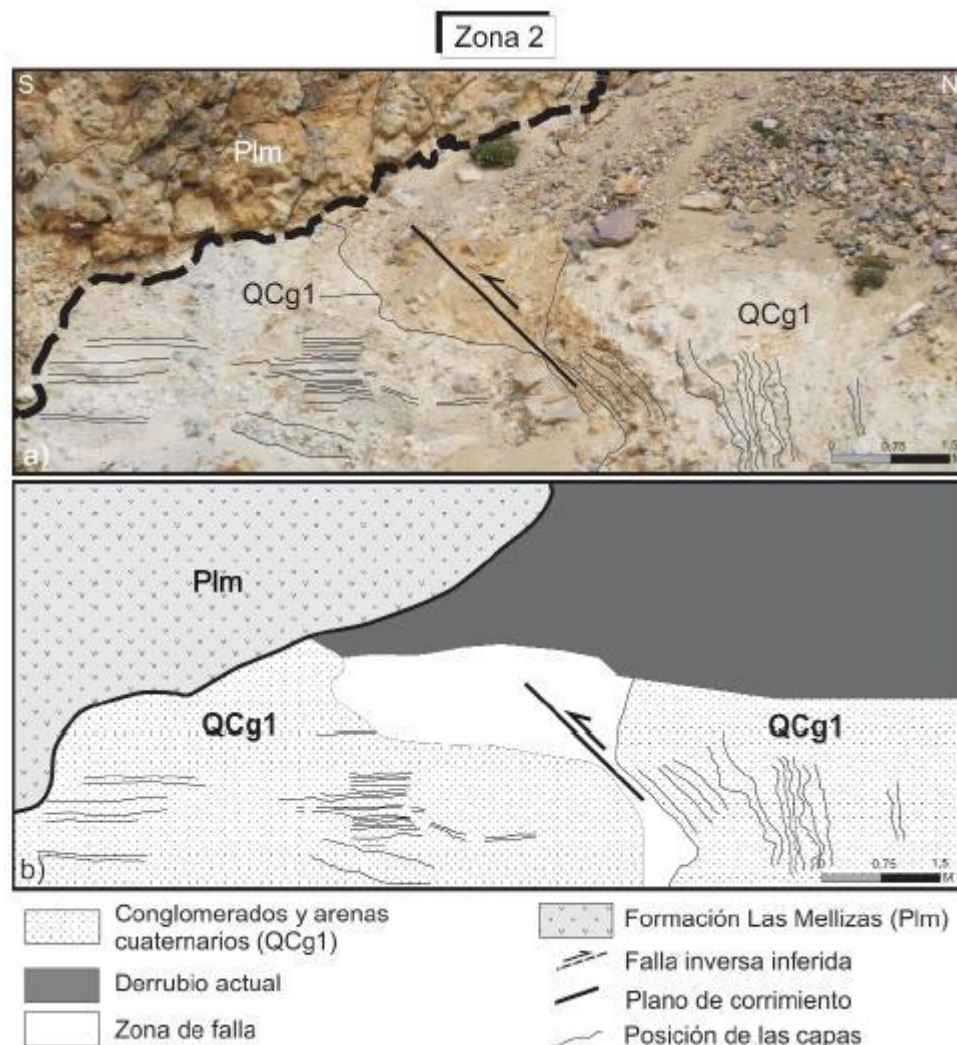


Figura 7: Cabalgamiento de las secuencias pliocenas sobre depósitos inconsolidados correspondiente a la falla Copahue. a) Foto de campo perteneciente a la zona 2 (ver ubicación en la [figura 5](#)) del frente de corrimiento del cerro Chancho-Co (Falla Copahue), (Plm: Formación Las Mellizas; QCg2: conglomerados cuaternarios). b) Esquema de la zona 2 en el cual se representa una repetición menor de los depósitos inconsolidados en el labio yacente de la falla de Copahue.

La zona tres individualizada en la [figura 5](#), muestra a la Formación Las Mellizas con un intenso grado de brechamiento en cercanías al plano de falla principal, conformando una brecha autoclastica. La zona cuatro individualizada en la [figura 5](#) ([Fig. 8](#)) muestra un grado de brechamiento aún más avanzado que en la zona 3 que pasa transicionalmente a una zona de desarrollo de jaboncillo de falla en el labio yacente de la falla en la cual se encuentran engolfados grandes bloques de la Formación Las Mellizas. En esta zona se diferenciaron dos secuencias de materiales inconsolidados. La inferior ha sido asignada a QCg2 y se encuentra sobrecorrida por las rocas pliocenas, mientras que una secuencia superior (QCg3) desarrolla una relación de *onlap* con la Formación Las Mellizas, no encontrándose afectada por la deformación que afecta a la unidad infrayacente. QCg2 y QCg3 son concordantes al alejarse del cabalgamiento de la falla Copahue, mientras que se encuentran separadas por una superficie de erosión contra el cabalgamiento de las secuencias pliocenas.

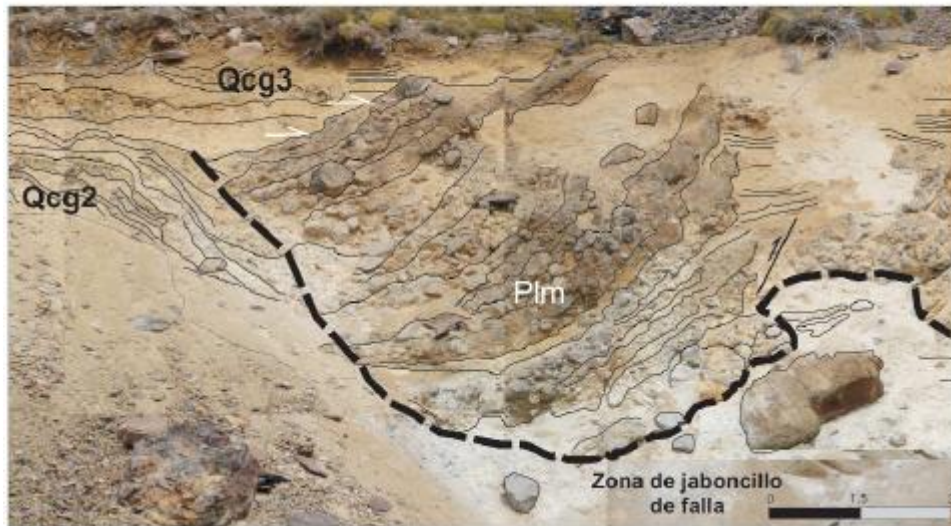


Figura 8: Cabalgamiento de las secuencias pliocenas superiores (Formación Las Mellizas) sobre niveles de arenas y conglomerados no consolidados correspondiente a la falla Copahue.

Nótese que una de las secuencias de materiales clásticos inconsolidados (QCg 2) se depositaron en forma previa al cabalgamiento, mientras que la sección superior cubre progresivamente la estructura generada (QCg 3). Nótese el grado de brechamiento de las secuencias pliocenas y el desarrollo de una zona cataclástica en la cual bloques de la unidad más antigua se encuentran engolfados. Formación Las Mellizas (PLm); conglomerados y arenas cuaternarios inferiores (QCg2); conglomerados y arenas cuaternarios superiores (QCg3); las flechas blancas representan relaciones de traslape (onlap) en la base de los conglomerados y arenas cuaternarios superiores (ubicación en [Fig. 5](#)).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

A través de la descripción de las relaciones existentes entre secuencias localizadas en el labio yacente de la falla Copahue a la altura de la localidad de Copahue ([Figs. 4](#) y [5](#)) es posible diferenciar dos discordancias locales. La inferior separa unidades intensamente deformadas de origen fluvial y depósitos coluviales superiores que muestran una gradación desde materiales gruesos en cercanías al frente de levantamiento del cerro Chanco-Co a finos en su parte distal. La unidad suprayacente se encuentra deformada por efectos de la falla Copahue aunque con menor intensidad que los depósitos fluviales infrayacentes. La segunda discordancia ocurre entre estos depósitos y una unidad suprayacente que no muestra signos de deformación y que traslapa contra la escarpa de erosión asociada a la falla Copahue. Este esquema local permite inferir al menos dos pulsos de recurrencia de la falla Copahue. El primero que provoca el cabalgamiento de las secuencias pliocenas sobre secuencias fluviales (QCg 1) y un segundo pulso que provoca el cabalgamiento de las primeras sobre depósitos de talud asociados al frente de levantamiento (QCg2). Posteriormente un período de estabilidad de este frente habría provocado que el mismo hubiera sido progresivamente sepultado por secuencias fluviales. La unidad QCg2 muestra cierto control asociado a la coexistencia con un elemento positivo generado por la falla Copahue y el abanico de fallas nordoccidentales que se encuentran en el sector apical del cerro Chanco-Co. Esta unidad ha sido interpretada como de origen coluvial y fluvial subordinado, teniendo un aporte proveniente del frente de levantamiento

asociado a la falla Copahue y quizás estando sometida a deformación durante su acumulación, en caso de tratarse de discordancias progresivas la estratificación inclinada presente en su parte inferior ([Fig. 6](#)). En lo que respecta a la geometría de la falla Copahue y la serie de cabalgamientos ENE que conforman el abanico de fallas del cerro Chanco-Co, su alta oblicuidad respecto al tren andino principal ha sido objeto de conjeturas varias desde su reconocimiento ([Fig. 3](#)). El estudio de las anomalías gravimétricas de la zona en relación a la estructura superficial permite una interpretación distinta a las formuladas (Folguera y Ramos 2000, Melnick *et al.* 2006, Folguera *et al.* 2003). Los cabalgamientos que exhuman el relleno de la cuenca de Cura Mallín son el resultado de la inversión tectónica de fallas normales contemporáneas a la sedimentación en dicha cuenca (Jordan *et al.* 2001, Radic *et al.* 2002). Las relaciones normales que muestran los mismos al norte del área de estudio, los controles que existen en los espesores de las unidades miocenas inferiores en relación a las principales estructuras, la ausencia de ciertos paquetes sedimentarios en los labios yacientes de los cabalgamientos y finalmente el diseño cuadrangular de los sistemas de fallas y la gran longitud de onda de los plegamientos asociados (Folguera *et al.* 2006) indican que las secuencias sinextensionales se han imbricado en este sector de los Andes a partir de las fallas que definieron sus principales depocentros. El análisis de la gravimetría muestra una correspondencia exacta entre la zona de inversión del sector norte de la cuenca de Cura Mallín y sus máximos espesores y los valores más bajos de gravedad ([Fig. 3](#)). El acúñamiento de esta anomalía negativa hacia el sur coincide con el desarrollo NE del gran dorso de Mandolegüe, interpretado como un alto basamental de la cuenca y zona de transferencia con el depocentro que se ubica hacia el sur ([Fig. 1](#)) (Radic *et al.* 2002, Rojas Vera *et al.* 2008). El extremo sur de la anomalía negativa que describe la geometría en planta del depocentro norte de Cura Mallín, que históricamente fuera ubicado al norte del valle de Las Damas, se puede extender actualmente, en base a la información gravimétrica, hasta el sector noreste de la caldera del Agrio. Por otra parte la inversión del depocentro norte coincide con el desarrollo en superficie del cerro Chanco-Co, que tal como se ha descrito está formado básicamente por secuencias pliocenas superiores. Se propone así un control en su levantamiento ejercido por fallas pertenecientes a la cuenca de Cura Mallín, invertidas en subsuelo y afectando en superficie a la Formación Las Mellizas. Los dos patrones de fallas que levantan esta estructura, uno NE principal y otro ONO subordinado ([Figs. 2 y 3](#)) coinciden exactamente con la geometría del extremo sur del bajo gravimétrico asociado a la cuenca paleógena en subsuelo. Estas estructuras que han exhumado a las secuencias pliocenas en el área de estudio se prolongan sobre el edificio del volcán Copahue, cortando sus niveles superiores, permitiendo una redefinición de la real geometría del bloque de Chanco-Co ([Figs. 2 y 9](#)). De esta manera se trataría de un bloque elongado en su dirección NE de al menos 15 km de largo por 10 km en su sección NO, que controlaría el desarrollo del principal campo geotermal de la zona (Copahue-Las Máquinas- Las Maquinitas) en su sector central, en donde se encuentra la localidad de Copahue, y que estaría sepultado por las coladas del volcán Copahue en su mitad sudoccidental.

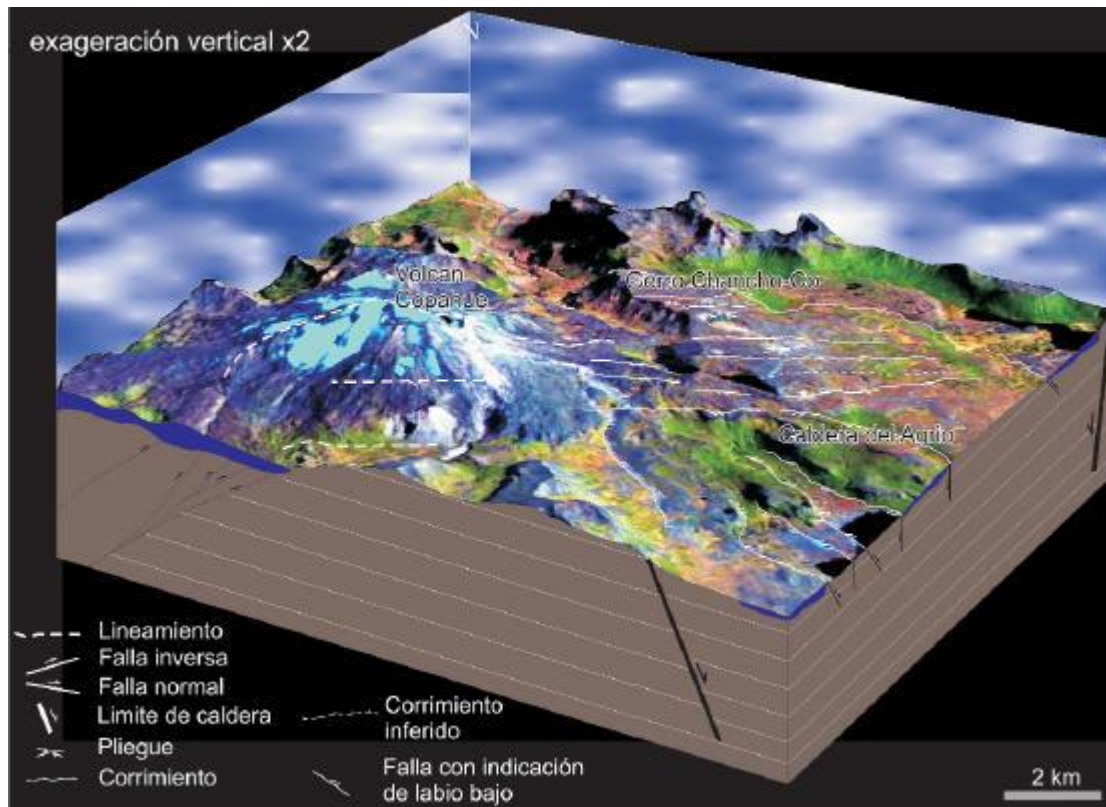


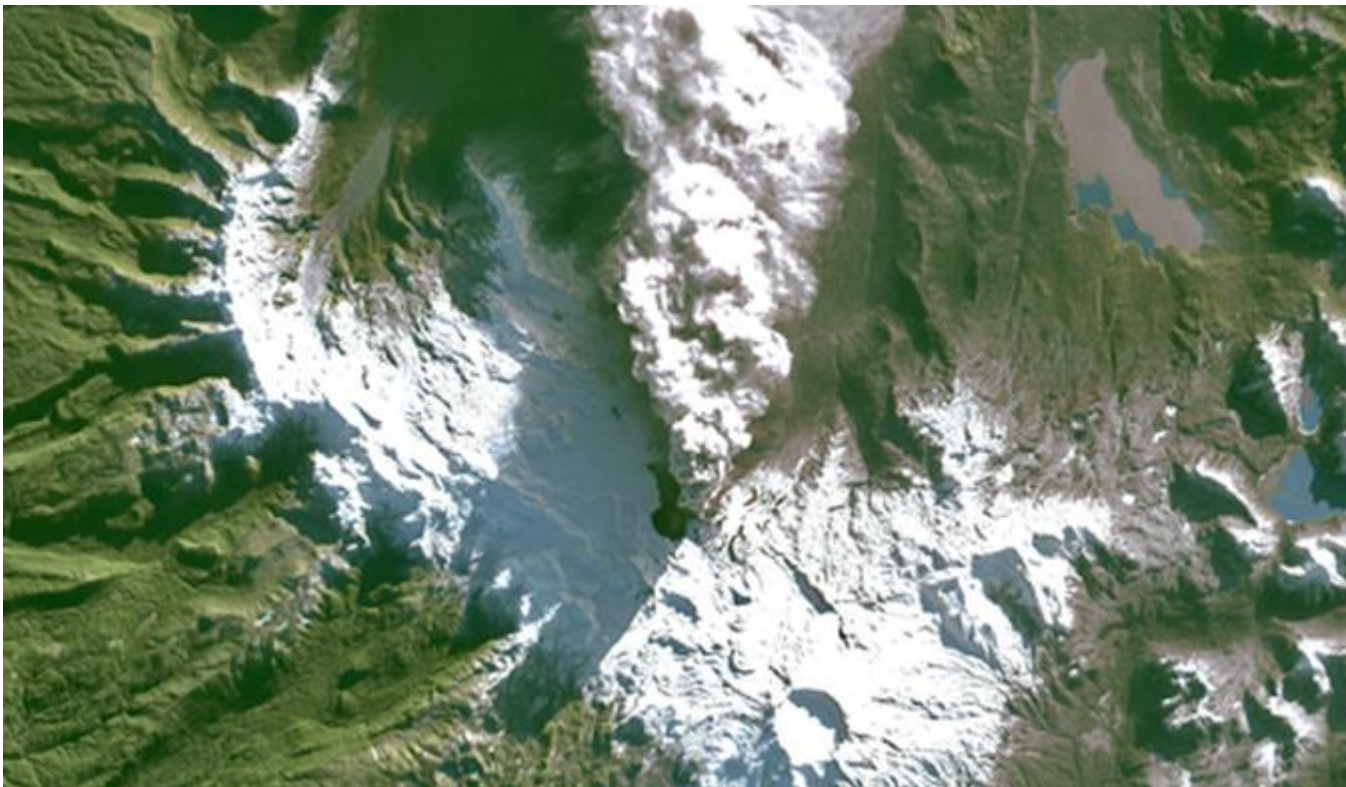
Figura 9: Perspectiva 3D del volcán Copahue y el cerro Chanco-Co. Modelo digital de elevación realizado con DEM Aster -30 m *píxel*- e imagen Aster superpuesta. La estructura que se interpreta en subsuelo debajo del volcán Copahue surge de la extrapolación de la estructura aflorante en el cerro Chanco-Co hacia el norte.

Finalmente, la componente neotectónica del alzamiento del cerro Chanco-Co y el desarrollo de esta estructura por debajo del edificio del volcán Copahue establecen un riesgo en esta zona de densa población andina a raíz de la explotación de los campos termales y turismo. La desestabilización de los flancos del volcán sería un proceso factible ante estas condiciones, pudiéndose generar procesos de remoción en masa que podrían incluso impactar con los cuerpos de agua ubicados en cotas inferiores aumentando aun más la peligrosidad del área.

Volcán Copahue y el cerro Chanco-Co _ perspectiva 3D



Volcán Copahue



[Revista de la Asociación Geológica Argentina](#)

El alto de Copahue - Pino Hachado y la fosa de Loncopué: un comportamiento tectónico episódico, Andes neuquinos (37° - 39°S)

García Morabito, E. y Folguera, A.

Laboratorio de Tectónica Andina, FCEN, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires
Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CONICET)
E-mail: ezegm@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN

Los Andes de la parte central de Neuquén (38°-39°S), enmarcados en los Andes Centrales Australes (35°-39°S), han poseído una cronología de levantamiento similar al resto de los Andes Patagónicos Septentrionales (39°-46°S) construyéndose a través de sucesivas fases de alzamiento en el Cretácico medio, Eoceno medio y Mioceno superior. Sin embargo, se han diferenciado con respecto al resto de los Andes Patagónicos, ubicados hacia el sur, en lo relativo a las distintas fases de relajamiento extensional que han sufrido, tanto en el Oligoceno superior como en el Plio-Cuaternario. Existen evidencias que sugieren un comportamiento episódico de la faja plegada y corrida neuquina dado por regímenes tectónicos compresivos seguidos por estadios de extensión generalizados al menos desde el Cretácico medio. El estudio de dos unidades morfoestructurales desarrolladas entre los 37° y los 39°S ejemplifican este comportamiento peculiar, el alto de Copahue – Pino Hachado ubicado en la zona limítrofe argentino-chilena y su extensión hacia el norte en territorio chileno, en la laguna de la Laja, y la fosa de Loncopué en el retroarco. El estudio de la estructura miocena a cuaternaria y la descripción detallada de la estratigrafía de este sector cordillerano han aportado un nuevo cuadro de evolución para este sector de los Andes.

Palabras clave: Evolución tectónica. Fosa de Loncopué. Alto de Copahue – Pino Hachado. Comportamiento episódico.

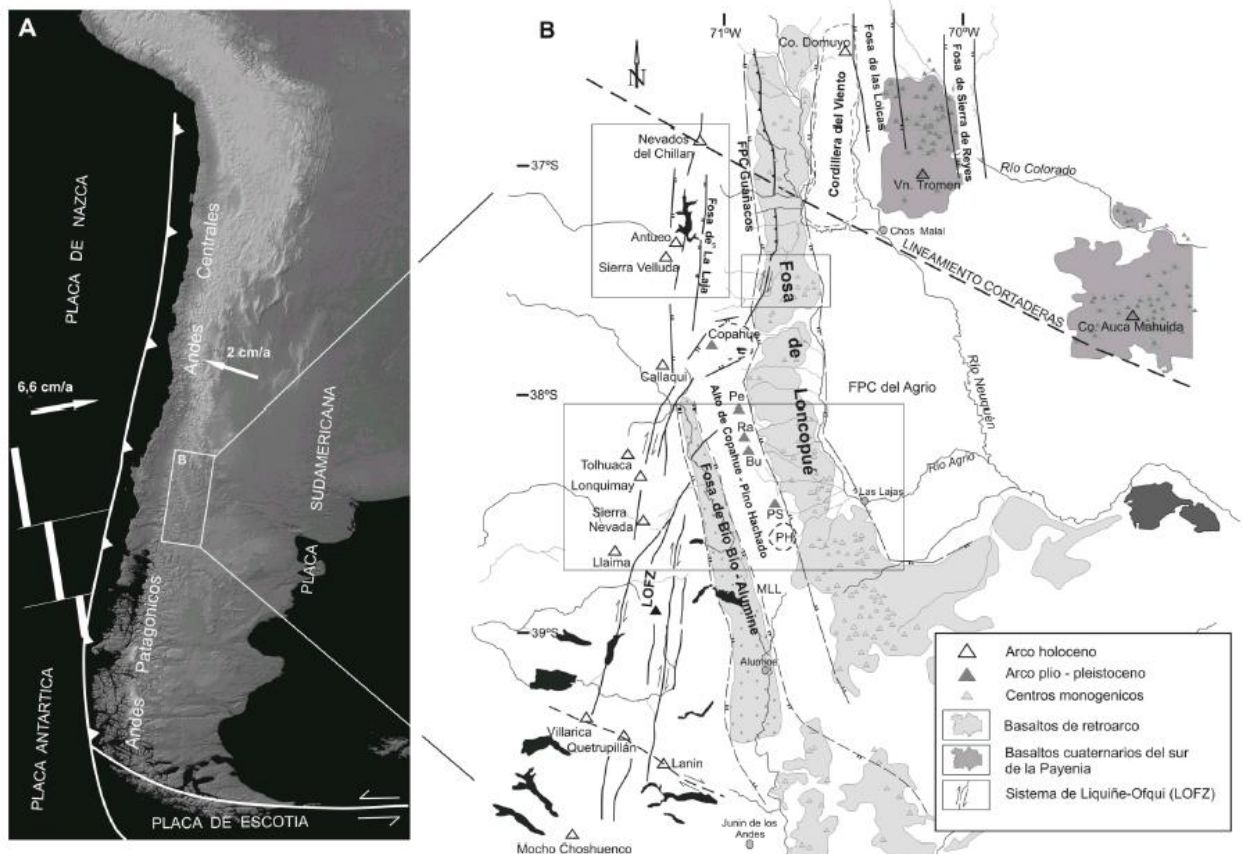
Introducción

Los Andes de Neuquén (36°S-40°S) presentan una serie de características que los diferencian de los Andes Patagónicos septentrionales, ubicados hacia el sur ([Fig. 1](#)). Por un lado se han formado a través de un mecanismo de levantamiento similar a los Andes Patagónicos Septentrionales y Centrales Australes para el Cretácico Superior inicialmente y luego para el Mioceno Superior, pero se diferencian de los primeros en relación a una serie de fases extensionales sufridas alternadas con los regímenes compresivos. Un alto estructural de orientación nor-noroeste y una depresión longitudinal de escala regional paralela al frente andino y conocida como fosa de Loncopué, se han formado en respuesta a estos mecanismos contrastantes a lo largo del Cenozoico.

Figura 1: a) Situación regional de los Andes neuquinos en la zona de transición de los Andes Centrales y Andes Patagónicos. b) Elementos tectónicos principales de los Andes Neuquinos. Nótese el desarrollo regional de las fosas de Loncopué y de Bío Bío-Aluminé, la posición del

arco plioceno superior-pleistoceno inferior, la del arco pleistoceno superior-holoceno, y la extensión del sistema de fallas de Liquiñe – Ofqui (LOFZ) a lo largo de la traza del frente volcánico actual. Con iniciales se indican los principales centros volcánicos plioceno-pleistocenos: PH: Pino Hachado, PS: Pino Solo, Bu: Butahuo, Ra: Rahue, Pe: Pelmehue, MLL: Meseta Lonco Luan. En recuadros se indican las áreas con datos de campo.

Figura 1: a) Situación regional de los Andes neuquinos en la zona de transición de los Andes Centrales y Andes Patagónicos. b) Elementos tectónicos principales de los Andes Neuquinos. Nótese el desarrollo regional de las fosas de Loncopué y de Bio Bio-Aluminé, la posición del arco plioceno superior-pleistoceno inferior, la del arco pleistoceno superior-holoceno, y la extensión del sistema de fallas de Liquiñe – Ofqui (LOFZ) a lo largo de la traza del frente volcánico actual. Con iniciales se indican los principales centros volcánicos plioceno-pleistocenos: PH: Pino Hachado, PS: Pino Solo, Bu: Butahuo, Ra: Rahue, Pe: Pelmehue, MLL: Meseta Lonco Luan. En recuadros se indican las áreas con datos de campo.



El presente trabajo se focaliza en los principales rasgos estratigráficos y estructurales reconocidos en una zona ubicada entre los 37° y 39° de latitud sur. Dentro de la misma se pueden diferenciar dos sectores, uno interno y otro externo, cuyos límites se encuentran determinados por la configuración de las dos unidades morfoestructurales mencionadas, cuyo estudio ha permitido avanzar en la comprensión de este segmento de los Andes Neuquinos.

Metodología

Con el fin de analizar la evolución tectónica cenozoica del área se han combinado observaciones de campo, análisis de imágenes satelitales y fotografías aéreas, modelos de elevación digital, líneas sísmicas, información aeromagnetométrica, así como también información publicada por otros autores (Suárez y Emparán 1997, Jordan *et al.* 2001, Leonza *et al.* 2001, Folguera *et al.* 2004, Ramos y Folguera 2004, García Morabito 2005). El

mapeo de superficie se efectuó a través de trabajos de campo focalizados en la vertiente oriental de la cordillera neuquina al sur de los 38°S y en ambas vertientes cordilleranas al norte de esta latitud.

El objetivo inicial consistió en la constatación de los controles estructurales responsables de la geometría de ciertos rasgos y lineamientos con expresión morfológica que se observaban en imágenes Landsat en los sectores internos de los Andes Neuquinos, como así también en la caracterización desde un punto de vista tectónico y estratigráfico de la fosa de Loncopué, ubicada en el retroarco interno y cubierta por productos volcánicos pliocuaternarios ([Fig. 1](#)).

Ubicación de la zona y marco tectónico

El área de estudio corresponde a un sector transicional entre los Andes Centrales Australes (33°-38°) y los Andes Patagónicos Septentrionales (38°-45°S) ([Fig. 1](#)). Esta zona se ubica entre un dominio al norte compuesto por una cordillera de gran desarrollo tanto en altura, con elevaciones mayores a 4.000 m., como en amplitud, llegando a los 800 km, y un dominio al sur de los 38°S, donde las alturas no superan los 3.000 metros y la amplitud se encuentra en el rango de los 300 km. El engrosamiento cortical y las tasas de acortamiento son también contrastantes, pasándose de los 70 km de espesor cortical a los 26°S (Isacks 1988, Allmendinger *et al.* 1997, Jordan *et al.* 1997) a los 42 km a los 39°S (Martinez *et al.* 1997, Bohm *et al.* 2002, Lüth *et al.* 2003, Ramos *et al.* 2004). Otras variaciones morfológicas latitudinales a gran escala a lo largo de este segmento de los Andes pueden ser atribuidas a cambios en la geometría de la zona de Benioff durante los últimos 15 Ma y a las propiedades físicas de la placa subducida (Jordan *et al.* 1983, Folguera *et al.* 2002, Ramos *et al.* 2004).

A grandes rasgos los Andes de Neuquén (36°-40°S) están formados por una serie de unidades morfoestructurales de orientación dominante norte-sur, entre las que se destacan de oeste a este: a) la Cordillera de la Costa, constituida esencialmente por rocas paleozoicas superiores a estas latitudes que muestran una deformación polifásica desde el paleozoico hasta la actualidad, b) la Depresión Central, cubierta por secuencias fluviales y lacustres pliocuaternarias y c) la Cordillera Principal, sobre la que se implantó el arco volcánico pleistoceno superior – holoceno, situado a 250 km de la trinchera. El mecanismo que conllevó al levantamiento de este sistema montañoso correspondió a la inversión de la cuenca de intraarco de Cura Mallín entre los 9 y los 8 Ma en el sector interno de la faja plegada y corrida andina (Suárez y Emparán 1997, Jordan *et al.* 2001). En el sector externo se asoció a la inversión de estructuras jurásicas inferiores en la faja del Agrio en el Cretácico Superior y posteriormente en el Eoceno y Mioceno Superior, para encontrarse fósil en la actualidad desde un punto de vista compresivo ([Fig. 1](#)) (Zapata *et al.* 2002). En el sector de retroarco uno de los rasgos más salientes desde un punto de vista morfológico lo constituye la fosa de Loncopué, una depresión longitudinal paralela al frente andino que concentra depósitos volcánicos pliocenos a holocenos acumulados en respuesta a extensión activa de este sector durante los últimos 5 Ma (Ramos 1977, Muñoz y Stern 1988) y que limita hacia el este con la faja plegada y corrida del Agrio, inactiva desde el Mioceno

superior (Kozlowski *et al.* 1996, Zapata *et al.* 2002). El frente orogénico actual se sitúa en el retroarco interno al norte de los 38°S, unos 15 km al oeste de esta fosa (Folguera *et al.* 2004). Al sur de esta latitud la zona de deformación neotectónica se ubica en cambio en la vertiente chilena, y corresponde a un sistema de fallas con dinámica transpresiva dextral (Lavenu y Cembrano 1999, Melnick *et al.* 2002) que recorre axialmente el orógeno andino ejerciendo un control directo en la posición del arco volcánico Pleistoceno superior – Holoceno. A los 38°S la zona de deformación actual abandona la vertiente chilena para ingresar con rumbo noreste en territorio argentino generando una serie de cuencas transtensivas entre los 37°30' y los 38°30'S, entre las cuales la caldera del Agrio es el mayor depocentro ([Fig. 1B](#)) (Folguera *et al.* 2003).

Estratigrafía

El basamento pre-mesozoico de los Andes Neuquinos está conformado por sedimentitas metamorfizadas, asignadas con dudas al Paleozoico tardío, expuestas alrededor de los 37°15'S en la cordillera del Viento (Zappettini *et al.* 1986). Esta secuencia es intruida por una serie de cuerpos del Pérmico y es cubierta discordantemente por volcanitas permo-triásicas incluídas en la provincia ígnea de Choiyoi (González Díaz y Nullo 1980).

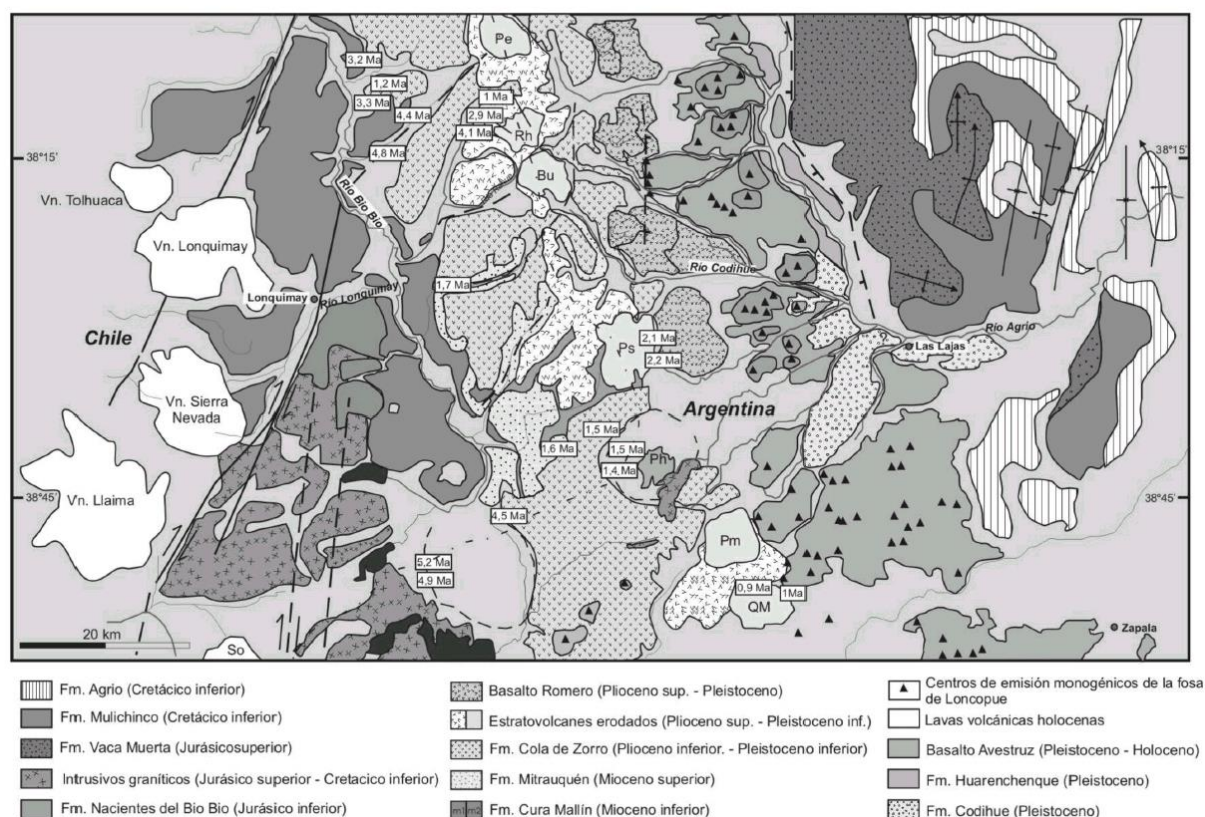
Una secuencia marina y volcánica de edad jurásica inferior agrupada en la Formación Nacientes del Bío-Bío aflora en las cercanías de la localidad de Lonquimay, en la vertiente occidental de la cordillera. En la vertiente oriental aparecen secuencias equivalentes también marinas y de edad jurásica inferior, agrupadas en el Grupo Cuyo y expuestas en superficie en los sectores internos de la Faja Plegada y Corrida del Agrio (Leanza *et al.* 2001). Estas están cubiertas por sedimentitas del Jurásico medio a superior y secuencias del Cretácico inferior (Ramos 1977). Alrededor de los 38°30'S sobre la vertiente occidental de la cordillera aflora el extremo norte del batolito patagónico compuesto por intrusivos graníticos, los que han sido datados en edades que varían entre el Triásico y el Mioceno, registrándose un gran pico de actividad en el Cretácico superior (Suárez y Emparán 1997). Depósitos continentales cenozoicos completan el cuadro regional, predominando dentro del área del presente trabajo y han sido por ello objeto de una descripción y análisis más detallados. La estratigrafía local puede ser sintetizada de la siguiente manera ([Fig. 2](#)):

- a) Volcanitas y sedimentitas continentales del Oligoceno superior-Mioceno inferior,
- b) Rocas volcánicas y volcaniclásticas pliocenas inferiores,
- c) Lavas y flujos piroclásticos de estratovolcanes del Plioceno superior – Pleistoceno inferior,
- d) Rocas volcánicas de retroarco cuaternarias, productos de centros eruptivos menores y unidades asociadas.

Figura 2: Mapa geológico de un segmento de los Andes neuquinos entre los 38° y 39°S. Centros volcánicos emplazados sobre el alto de Copahue-Pino Hachado: Pe: Pelmehue, Rh: Rahue, Bu: Butahuo, Ps: Pino Solo, PM: Palao Mahuida, QM: Queli Mahuida. Las dataciones radimétricas presentadas fueron compiladas de Muñoz y Stern 1985, Rabassa *et al.* 1987,

Muñoz Bravo *et al.* 1989, Linares y González 1990, Suárez y Emparán 1995, 1997, Leanza *et al.* 2001.

Figura 2: Mapa geológico de un segmento de los Andes neuquinos entre los 38° y 39°S. Centros volcánicos emplazados sobre el alto de Copahue-Pino Hachado: Pe: Pelmehue, Rh: Rahue, Bu: Butahue, Ps: Pino Solo, PM: Palao Mahuida, QM: Queli Mahuida. Las dataciones radimétricas presentadas fueron compiladas de Muñoz y Stern 1985, Rabassa *et al.* 1987, Muñoz Bravo *et al.* 1989, Linares y González 1990, Suárez y Emparán 1995, 1997, Leanza *et al.* 2001.



a) Rocas volcánicas y sedimentitas continentales del Oligoceno superior – Mioceno inferior

Una serie de cuencas de probable origen extensional (Vergara *et al.* 1997, Jordan *et al.* 2001) y oblicuas a la estructura andina, concentra la mayor parte de los depósitos oligo-miocenos en los Andes neuquinos y sector chileno adyacente. La cuenca de Cura Mallín, nombre genérico que recibe esta serie de depocentros hasta cierto punto diacrónicos, comprende secuencias sedimentarias, volcánicas y volcanoclásticas agrupadas en la formación Cura Mallín y presenta un amplio desarrollo en los Andes Neuquinos entre los 36° y 39°S (Suárez y Emparán, 1995, Radic *et al.* 2002). Esta tiene su correlato en las cuencas de Collón Cura y Ñirihuau ubicadas hacia el sur, las cuales ocuparon posiciones en el retroarco para un período similar. Diversos autores han dividido a esta asociación desarrollada entre los 36° y los 39°S en dos miembros, Miembro Guapitrio principalmente volcánico, y Miembro Río Pedregoso, principalmente sedimentario (Suárez y Emparán 1997). Radic *et al.* (2002) han diferenciado a su vez dos depocentros con diferentes polaridades, desarrollados uno en la vertiente occidental de la cordillera al sur de los 38°S y otro en la oriental al norte de esta latitud. Diversos autores ya habían sugerido sobre la base de estudios estructurales y estratigráficos que la depositación de las secuencias acumuladas en este depocentro austral estuvo controlada en el

marco de una cuenca de intraarco desarrollada entre los 18 y 17 Ma como consecuencia de un régimen tectónico extensional (Nienmeyer y Muñoz 1983, Suárez y Emparán 1995, 1997, Radic *et al.* 2002).

Sobre las secuencias oligo-miocenas se emplazan con relaciones variables, desde discordantemente a concordantemente dependiendo de la localidad, la Formación Mitrauquén (Suárez y Emparán 1997), representada por rocas volcánicas y sedimentarias continentales datadas entre 9 y 8,5 Ma (Suárez y Emparán 1997). Las ignimbritas, lavas andesíticas y conglomerados que integran esta unidad presentan un buen desarrollo en la margen este del río Bio-Bio como así también en las nacientes del río Codihue ([Fig. 7](#)). En la vertiente oriental de la cordillera, secuencias con edades equivalentes agrupadas en la Formación Tralalhué y Puesto Burgos, presentan discordancias progresivas en las cercanías de estructuras anticlinales de la Faja Plegada y Corrida del Agrio, debido a lo cual fueron asignadas a sedimentación sinorogénica (Ramos 1998, Zapata *et al.* 2002).

b) Rocas volcánicas y volcanoclásticas pliocenas

Se incluyen en esta categoría a una serie de productos volcánicos que aparecen en la literatura bajo distintas denominaciones formales y que presentan un amplio desarrollo en la alta cordillera entre los 36° y 39°S, sepultando la topografía previa así como también los principales rasgos estructurales existentes en el área. Los mismos han sido referidos en otros estudios a la Formación Cola de Zorro (González y Vergara 1962), como también a la asociación volcánica de la Precordillera oriental (Suárez y Emparán 1997).

Esta unidad comprende más de 1.500 m de rocas volcánicas y volcanoclásticas de importante extensión areal, con una actitud horizontal a subhorizontal y una tendencia a conformar extensas mesetas, las cuales se encuentran localmente modificadas por el basculamiento de bloques. Litológicamente aparece representada por piroclastos de granulometría variable, aglomerados volcánicos, conglomerados piroclásticos, andesitas y basaltos. Tiene una relación de discordancia angular respecto de las unidades más antiguas y es cubierta en los sectores orientales por productos volcánicos más recientes, pertenecientes a estrato- volcanes y calderas del alto de Copahue-Pino Hachado y basaltos monogenéticos de la fosa de Loncopué. Sobre la base de la descripción de cortes petrográficos en muestras obtenidas en las nacientes del río Codihue ([Fig. 2](#)) se ha podido apreciar un predominio de los basaltos por sobre las andesitas.

Una serie de dataciones permite asignar a estos productos al período comprendido entre los 5,5 y 3 Ma circunscribiéndolos así al Plioceno (Vergara y Munizaga 1974, Munizaga 1978, Suárez y Emparán 1997). Esta secuencia volcánica representa enormes volúmenes de material eruptado en un período muy corto de tiempo en el marco de un volcanismo de tipo fisural, el cual se infiere a partir de la eventual ausencia de centros de emisión que pudieran dar lugar a una secuencia ampliamente expandida en la alta cordillera neuquina como la que aquí se describe. Abruptas variaciones en los espesores

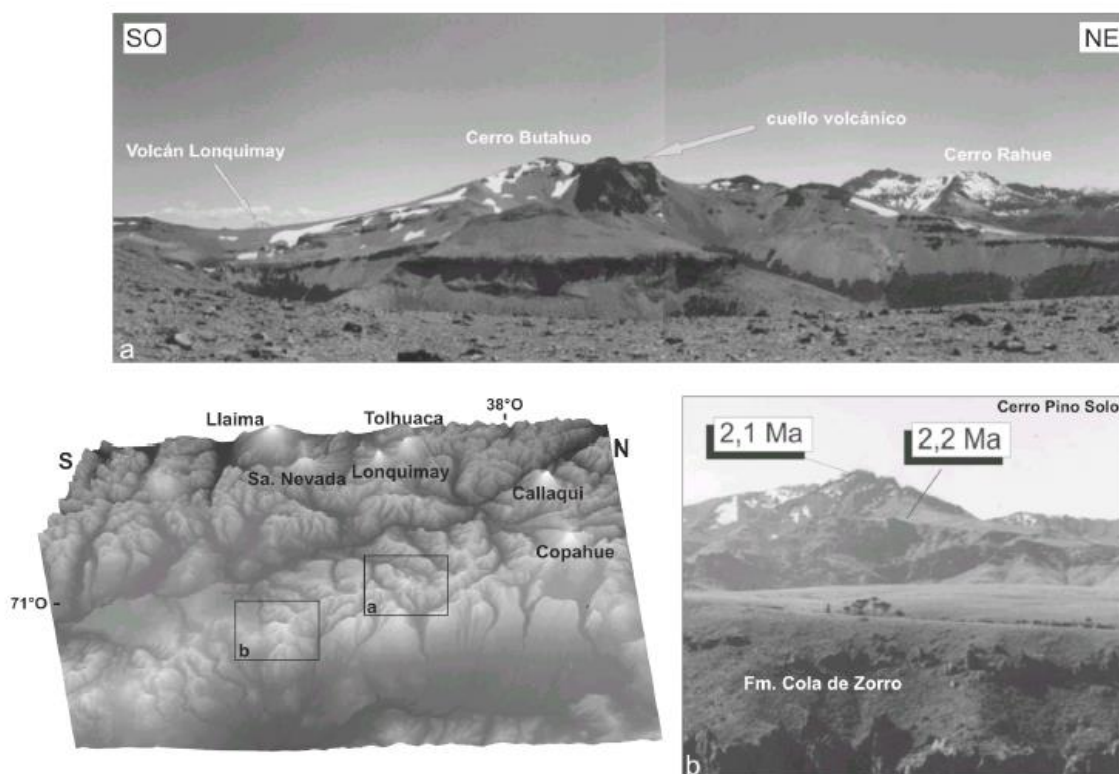
acumulados, estructuras correspondientes a semigrábenes y discontinuidades sindeposicionales, sugieren un régimen de tipo extensional para el intervalo de tiempo en que tuvo lugar la acumulación de los productos asignados a esta unidad (Folguera *et al.* 2003).

c) Lavas y piroclastitas de estratovolcanes del Plioceno superior – Pleistoceno inferior

Entre los 37° y 39° de latitud sur una serie de centros volcánicos entre los que se destacan el cerro Pino Solo, Butahuo, Rahue y Pelmehue, se alinean con una orientación dominante nor-noroeste a lo largo del límite con Chile sobre el alto de Copahue – Pino Hachado ([Figs. 2 y 3](#)) (Muñoz y Stern 1989). Se trata de una serie de estratovolcanes erosionados pertenecientes a un arco volcánico cuya actividad se concentró entre el Plioceno tardío y el Pleistoceno temprano (Muñoz y Stern 1988; Lara *et al.* 2002), definiendo una traza de rumbo nor-noroeste 50 Km hacia el este de la línea de volcanes pleistoceno superiores - holocenos. Estos aparatos volcánicos aparecen representados por cuellos erodados alrededor de los cuales se distribuyen en forma periférica secuencias volcánicas con inclinaciones de entre 5 y 10° ([Fig. 3](#)). Estas secuencias suelen superar los 1.000 m de espesor y se encuentran representadas por lavas con intercalaciones de aglomerados y tobas. Las lavas corresponden a basaltos, andesitas y traquiandesitas con afinidades calcoalcalinas y alcalinas, siendo las tobas de composición riolítica (Muñoz y Stern 1985, Lara *et al.* 2002, García Morabito 2005). Una serie de dataciones sobre estos centros han arrojado edades entre $2,9 \pm 0,5$ y $1,5 \pm 0,2$ Ma ([Figs. 2 y 3](#)) (Muñoz y Stern 1985, Suárez *et al.* 1986, Muñoz 1988, Suárez y Emparán 1997, Lara *et al.* 2002).

Figura 3: Estratovolcanes erodados correspondientes a un arco volcánico relíctico desarrollado entre el Plioceno alto y el Pleistoceno inferior. Nótese en el modelo digital de elevación la posición del arco volcánico pleistoceno superior - holoceno ubicado unos 50 km hacia el oeste, representado a estas latitudes por los volcanes Llaima, Tolhuaca, Lonquimay y Sierra Nevada.
a) Fotografía del cerro Butahuo. b: Fotografía del cerro Pino Solo. Edades de Muñoz y Stern (1988) (véase ubicación en el modelo digital de elevación).

Figura 3: Estratovolcanes erodados correspondientes a un arco volcánico relictico desarrollado entre el Plioceno alto y el Pleistoceno inferior. Nótese en el modelo digital de elevación la posición del arco volcánico pleistoceno superior - holoceno ubicado unos 50 km hacia el oeste, representado a estas latitudes por los volcanes Llaima, Tolhuaca, Lonquimay y Sierra Nevada. a) Fotografía del cerro Butahuo. b) Fotografía del cerro Pino Solo. Edades de Muñoz y Stern (1988) (véase ubicación en el modelo digital de elevación).

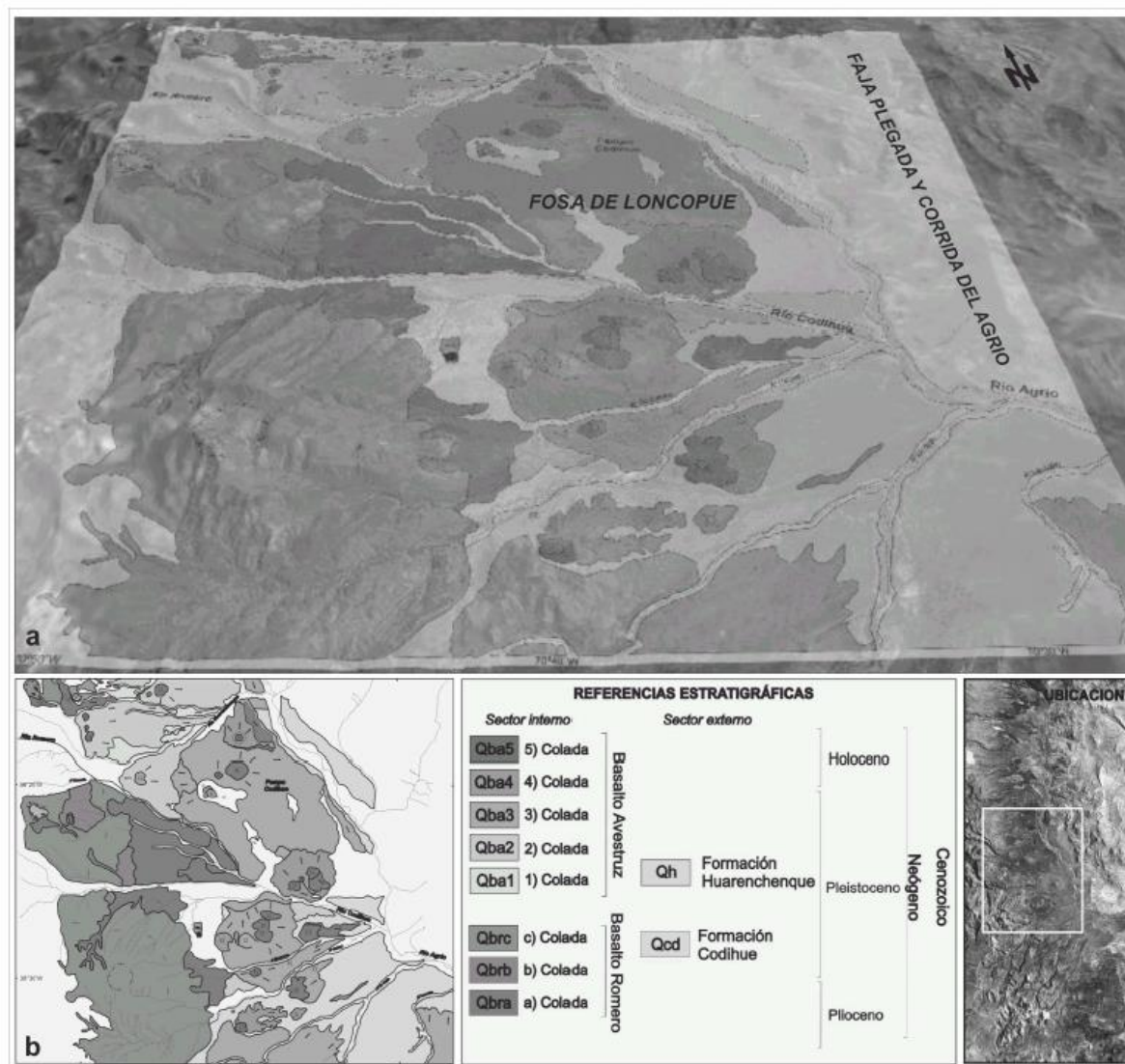


d) Volcanitas de retroarco cuaternarias, de centros eruptivos menores y unidades asociadas

Entre los 37° y los 39°S el retroarco interno se encuentra cubierto por productos volcánicos jóvenes cuya distribución se ajusta con precisión a la configuración de la depresión de Loncopué (Figs. 1 y 4). A lo largo de los casi 350 km de longitud norte-sur que presenta esta fosa puede apreciarse una extensa cubierta de productos volcánicos emitidos a partir de centenares de centros monogénicos. Estos centros efusivos pueden distinguirse como pequeños conos preservados entre los 36° y 39° de latitud sur y restringida a una faja de 40 km ancho, en coincidencia espacial con los límites de la fosa. Los productos efusivos cuaternarios cubren completamente a las unidades volcánicas pliocenas agrupadas en la Formación Cola de Zorro en el eje de máxima profundidad de la fosa (Figs. 2 y 4). Parte de la historia reciente de esta unidad morfotectónica en particular y de los Andes neuquinos en general pueden ser comprendidas sobre la base de la caracterización de estos productos.

Figura 4: a) Modelo de elevación digital (DEM) con mapa geológico superpuesto correspondiente a «b». Nótese el relieve relativamente alto que representan la serie de centros eruptivos occidentales, mientras que el sector cubierto por las volcanitas orientales es deprimido. b) Mapa geológico del sector oriental del área de estudio correspondiente al sector sur de la Fosa de Loncopué. Nótese la secuencia relativa dentro de los productos volcánicos que constituyen la cubierta superficial de la fosa de Loncopué.

Figura 4: a) Modelo de elevación digital (DEM) con mapa geológico superpuesto correspondiente a «b». Nótese el relieve relativamente alto que representan la serie de centros eruptivos occidentales, mientras que el sector cubierto por las volcanitas orientales es deprimido. b) Mapa geológico del sector oriental del área de estudio correspondiente al sector sur de la Fosa de Loncopué. Nótese la secuencia relativa dentro de los productos volcánicos que constituyen la cubierta superficial de la fosa de Loncopué.



Las siguientes unidades pueden ser definidas y diferenciadas dentro de este esquema. Estas aparecen sintetizadas en la [figura 2](#): Formación Codihue, Basalto Romero, Basalto Avestruz y unidades equivalentes y Formación Huarenchenque que expresan una secuencia relativa dentro de un intervalo de tiempo comprendido entre el Pleistoceno y el Holoceno. Las secuencias volcánicas pueden ser diferenciadas como Basalto Romero y Basalto Avestruz sobre la base de su morfología y posiciones estratigráficas. Esto permite establecer una secuencia relativa para los productos que ocupan las posiciones del retroarco interno, distinguiéndose tres eventos dentro del Basalto Romero y cinco dentro del Basalto Avestruz ([Fig. 4](#)). Litológicamente existe un predominio de los basaltos olivínicos con tendencia alcalina, los que aparecen conformando el grueso del registro superficial de la fosa, el cual se complementa con bancos ignimbríticos, depósitos de caída primarios y retrabajados, y sedimentitas fluviales. Dataciones K-Ar en coladas correspondientes al extremo sur de la depresión alrededor de los 39°S arrojan

edades entre $2,3 \pm 0,3$ y $0,47 \pm 0,2$ Ma (Linares y González 1990). Otras edades Ar-Ar en basaltos de la misma unidad morfoestructural han arrojando valores entre $0,13 \pm 0,02$ y $0,167 \pm 0,005$ Ma (Rabassa *et al.* 1987). Edades entre $1,6 \pm 0,2$ y $0,9 \pm 0,3$ Ma fueron obtenidas por Muñoz y Stern (1985, 1988) para dataciones K-Ar en el área del paso de Pino Hachado. Una serie de coladas basálticas cubriendo depósitos fluvioglaciales y niveles de terrazas del Pleistoceno han sido reconocidas asimismo en las proximidades de la desembocadura del río Codihue ([Figs. 2 y 4](#)).

Unidades sedimentarias pleistocenas ocupan los sectores orientales de la fosa, pudiéndose identificar entre ellas a la Formación Codihue (Leanza y Hugo 2001), constituida por depósitos de rodados aterrazados, en un ambiente glacifluvial, y la Formación Huarenchenque ([Fig. 5](#)). Esta última agrupa una secuencia formada por conglomerados y areniscas con intercalaciones de ignimbritas y tobas, que conforman el nivel superior de terrazas del río Agrio. Una serie de perfiles de detalle permitieron establecer un ambiente de sedimentación mixto que resultó de la interacción de un sistema fluvial entrelazado con el volcanismo coetáneo a la depositación ([Fig. 5](#)).

Figura 5: Fotografías correspondientes a las principales unidades que se exponen en el Alto de Copahue-Pino Hachado y en el sector externo de la fosa de Loncopué. a) Secuencias de conglomerados y areniscas (Formación Codihue (PIC); depósitos sinorogénicos vinculados al levantamiento registrado en el retroarco interno al norte de los 37°S) en concordancia sobre la Formación Huarenchenque. b) Secuencias sedimentarias de la Formación Huarenchenque (PIH) (Pleistoceno), que conforman junto a la Formación Codihue parte del relleno superficial de la fosa de Loncopué. c) Corrimiento con vergencia hacia el oeste en la proximidad de la localidad de Lonquimay (Chile), asociado al frente de levantamiento del Alto de Copahue-Pino Hachado. Las secuencias del Jurásico inferior (Formación Nacientes del Bío Bío) aparecen montando a las rocas miocenas superiores de la Formación Mitrauquén (estratos sinorogénicos asociados a este alzamiento). Las edades radimétricas de esta unidad son de Suárez y Emparán (1997). d) Secuencia turbidítica correspondiente a la Formación Nacientes del Bío Bío aflorando en el extremo sur del alto de Copahue – Pino Hachado.

MARGEN OESTE DEL RIO AGRIO

Fm. Huarenchenque

a)

MARGEN OESTE DEL RIO AGRIO

b)

Jurásico inferior

ZONA DE LONQUIMAY CHILE

Fm. Mitrauquén (9,5-8 Ma)

c)

ALTO DE COPAHUE - PINO HACHADO, SECTOR SUR

Jurásico inferior

Fm. Nacimiento del Bio Bio

d)

Perfil de detalle

23
19,9
15,5
13
9,34
8
4,81
1,9
0

PÁEZ G

NACIMIENTO DEL BIO BIO

Referencias

- Conglomerados matriz sostenidos
- Cubierta detrítica
- Pelitas
- Depósitos de caída
- Conglomerados polimíticos clasto sostenidos
- Igambritas
- Conglomerados oligomíticos clasto sostenidos
- Arénicas

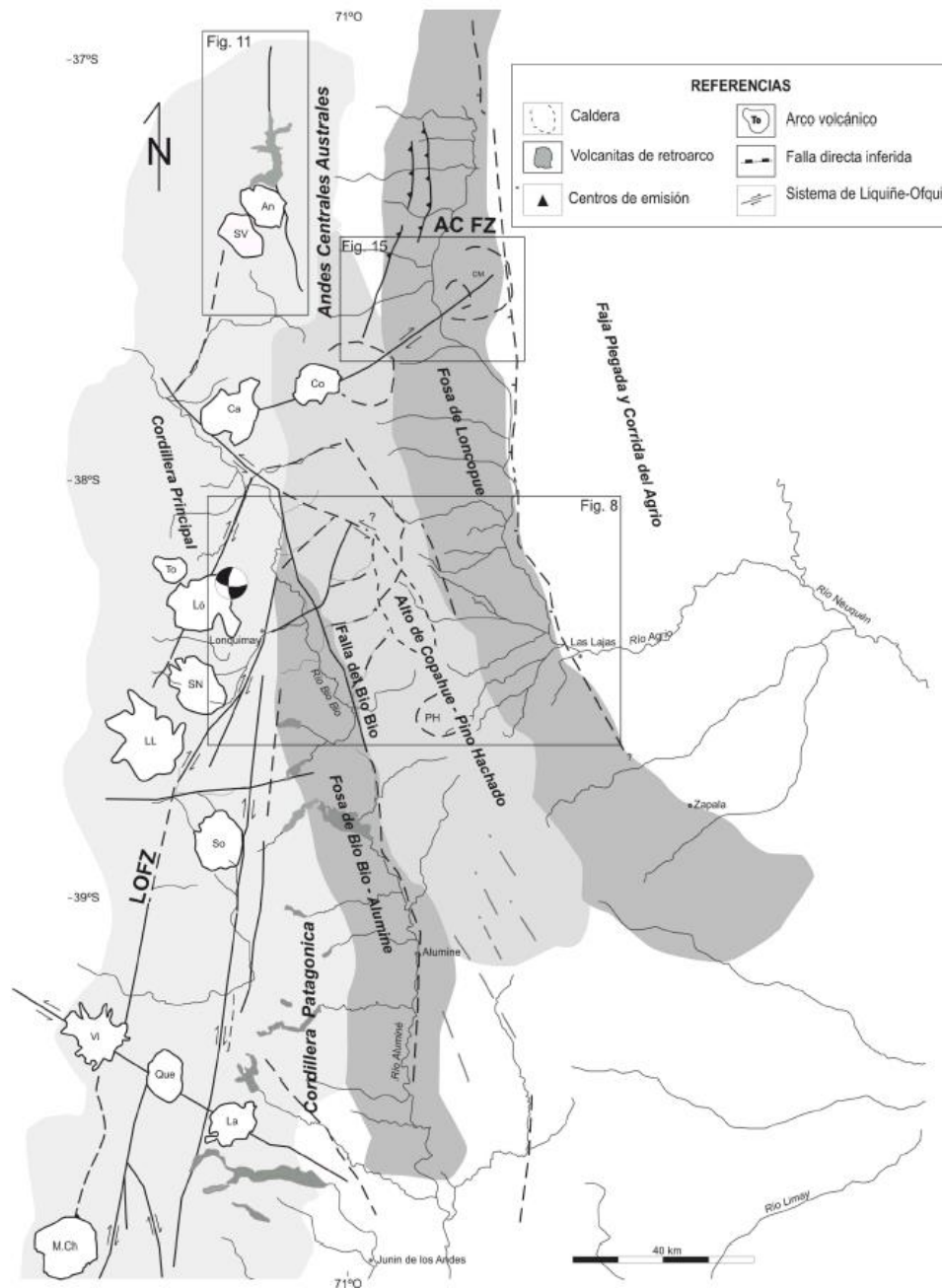
Escala 1:40

Los Andes Neuquinos registran una evolución tectónica caracterizada por una alternancia de estadios compresivos y extensionales. Este trabajo se focaliza en aquellos rasgos que surgen como resultado de este singular comportamiento. Es así que en la presente sección se describen desde un

punto de vista estructural dos de las principales unidades morfológicas de los Andes neuquinos a estas latitudes, el alto de Copahue - Pino Hachado (Pesce 1989) y su extensión hacia el norte en territorio chileno, y la fosa de Loncopué ([Figura 6](#)) (Ramos 1977). Se establece asimismo su relación con los rasgos morfoestructurales de la vertiente occidental de la cordillera como también con la configuración estructural presente.

Figura 6: Esquema estructural regional para los Andes Neuquinos entre los 37° y 40°S. Se indican con recuadros las tres áreas en las cuales se han efectuado los trabajos de campo del presente trabajo. LOFZ: Sistema de fallas de Liquiñe – Ofqui. AC FZ: Sistema de fallas de Antíñir-Copahue (continuación en territorio argentino de la LOFZ). Centros volcánicos del Alto de Copahue-Pino Hachado: Co: Volcán Copahue. Ca: Callaqui. Sv: Sierra Velluda. An: Antuco. To: Tolhuaca. Lo: Lonquimay. Sn: Sierra Nevada. Ll: Llaima. So: Sollipilli. Vi: Villarrica. La: Lanin. Ph: Pino Hachado. MCh: Mocho Choshuencho.

Figura 6: Esquema estructural regional para los Andes Neuquinos entre los 37° y 40°S. Se indican con recuadros las tres áreas en las cuales se han efectuado los trabajos de campo del presente trabajo. LOFZ: Sistema de fallas de Liqueñe – Ofqui. AC FZ: Sistema de fallas de Antihir-Copahue (continuación en territorio argentino de la LOFZ). Centros volcánicos del Alto de Copahue-Pino Hachado: Co: Volcán Copahue. Ca: Callaqui. Sv: Sierra Velluda. An: Antuco. To: Tolhuaca. Lo: Lonquimay. Sn: Sierra Nevada. Ll: Llaima. So: Solipilli. Vi: Villarrica. La: Lanin. Ph: Pino Hachado. MCh: Mocho Choshuenco.



Los productos volcánicos pliocenos presentan un amplio desarrollo en la alta cordillera neuquina, sepultando la topografía previa y una importante parte de los rasgos estructurales desarrollados en el Mioceno superior, lo que dificulta buena parte de la interpretación estructural del área.

El Alto de Copahue – Pino Hachado

Este alto estructural de rumbo noroeste constituye la divisoria de aguas de la región al sur de los 38°S y aparece referido en la literatura como alto de

Copahue - Pino Hachado (Pesce 1989). El mismo tiene expresión morfológica entre los 37° y 39°S, acentuada por el desarrollo en sus flancos occidental y oriental de dos depresiones de escala regional, la fosa de Loncopué y la de Bío Bío - Aluminé respectivamente (García Morabito *et al.* 2003). Este bloque pierde expresión morfológica hacia el norte cuando intercepta al arco volcánico actual al norte del volcán Copahue ([Fig. 6](#)) y a la latitud de la caldera de Pino Hachado hacia el sur ([Fig. 6](#)). El análisis de una serie de rasgos estructurales lineales en la vertiente occidental de este bloque permite una mejor comprensión de su génesis. Una falla inversa de vergencia oeste monta a las turbiditas de edad jurásica inferior correspondientes a la Formación Bio-Bio sobre los conglomerados e ignimbritas de la Formación Mitrauquén (Estratos del Mioceno superior) inmediatamente al este del curso del Río Bio Bio en territorio chileno ([Fig. 5c](#)) (Suárez y Emparán 1997). Los productos volcánicos pliocenos agrupados en la Formación Cola de Zorro se disponen sobre este rasgo con una actitud horizontal a subhorizontal y actúan como sello de esta estructura ([Figs. 2 y 7](#)). Sobre la base de las edades disponibles para las unidades mencionadas es posible acotar el levantamiento de este bloque a través de una serie de retrocorrimientos entre los 8 Ma, edad más joven de la Formación Mitrauquén ([Fig. 7](#)) (Suárez y Emparán 1997) y los 4,5 Ma, edad de la Formación Cola de Zorro en esta localidad ([Fig. 2](#)) (Suárez y Emparán 1997). La inversión de un depocentro desarrollado durante el Oligoceno tardío - Mioceno temprano, representado por las rocas de la Formación Cura Mallín, las cuales afloran en el bloque colgante de esta estructura a lo largo del valle del Bio Bio (Suárez y Emparán 1997), habría dado origen a esta estructura. Una serie de pliegues menores afectando a las rocas oligo-miocenas al oeste del Alto de Copahue-Pino Hachado ([Fig. 8](#)) han sido asociados a una serie de corrimientos ciegos sintéticos al frente de levantamiento de este rasgo.

Figura 7: Discordancias entre las ignimbritas y conglomerados de la Formación Mitrauquén (Mioceno superior) y las volcanitas correspondientes a la Formación Cola de Zorro (Plioceno inferior) en las nacientes del río Codihue (véase ubicación en [figura 2](#)), sobre el Alto de Copahue- Pino Hachado.

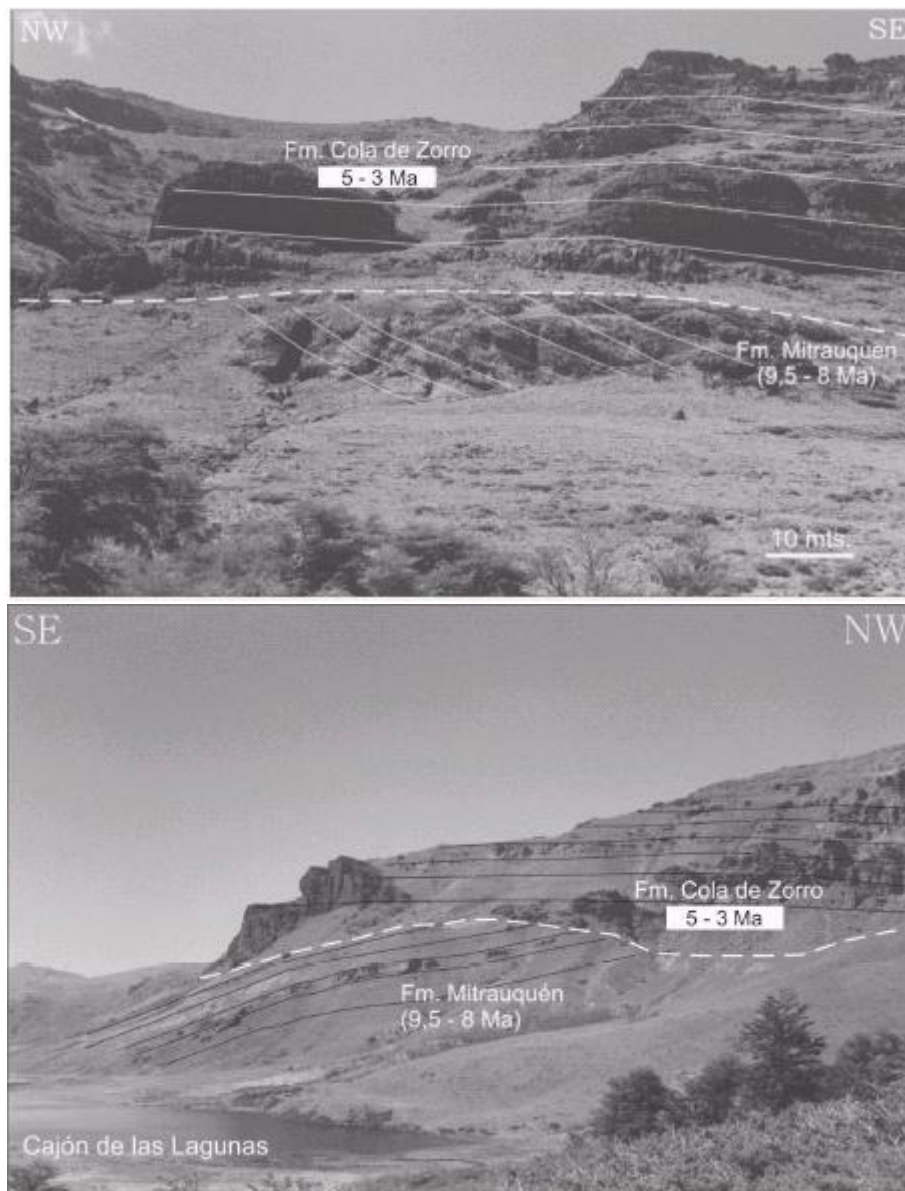
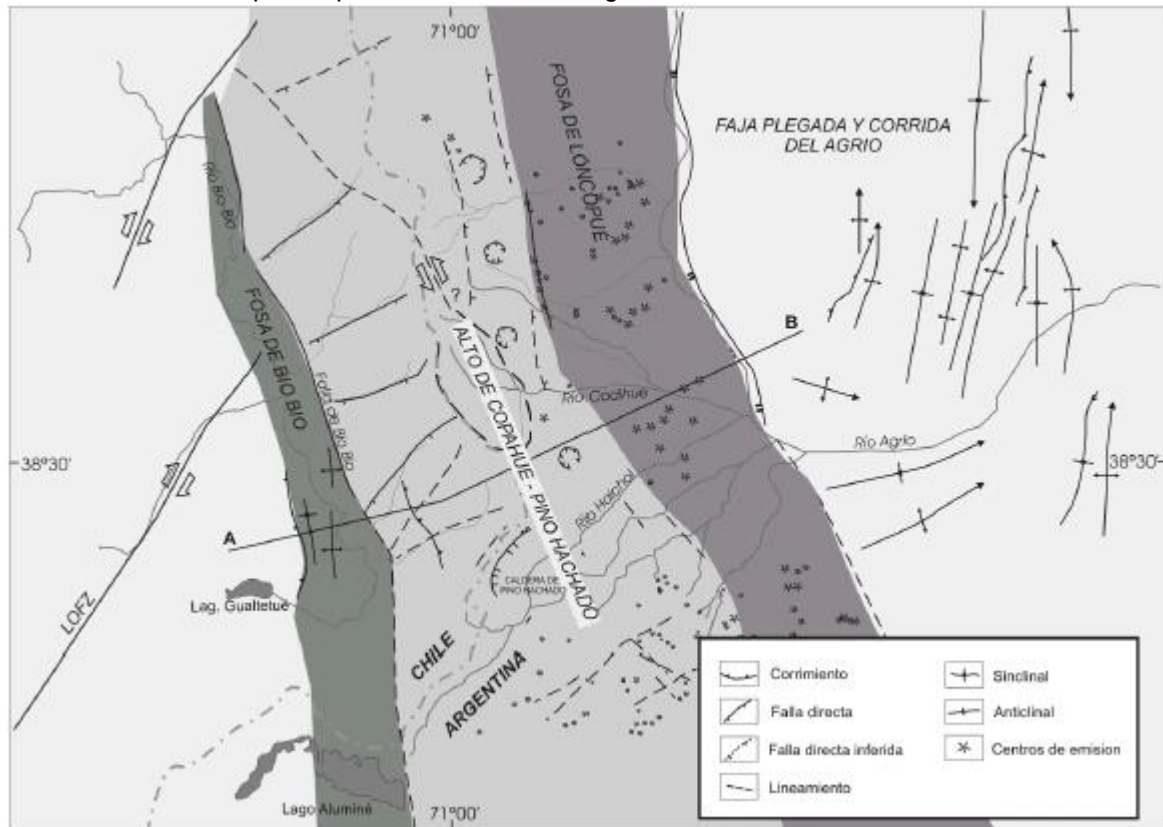


Figura 8: Principales rasgos estructurales del área de interés. El mapa corresponde al recuadro más austral representado en la [figura 6](#). LOFZ: Sistema de fallas de Liquiñe – Ofqui. A-B: traza correspondiente al perfil estructural de la [figura 10](#). Nótese que el Alto de Copahue-Pino Hachado se encuentra marginado por dos fosas de origen extensional y por sistemas de plegamientos. Los pliegues ubicados al oeste de este alto, se asocian a fallas ciegas sintéticas al frente de levantamiento con vergencia occidental del alto de Copahue-Pino Hachado, por lo que se han generado en el Mioceno superior, mientras que los pliegues orientales forman parte del sector interno de la faja plegada y corrida del Agrio, habiendo sido generados en el

Cretácico alto, por lo que no se encuentran ligados al alzamiento del sector limítrofe.



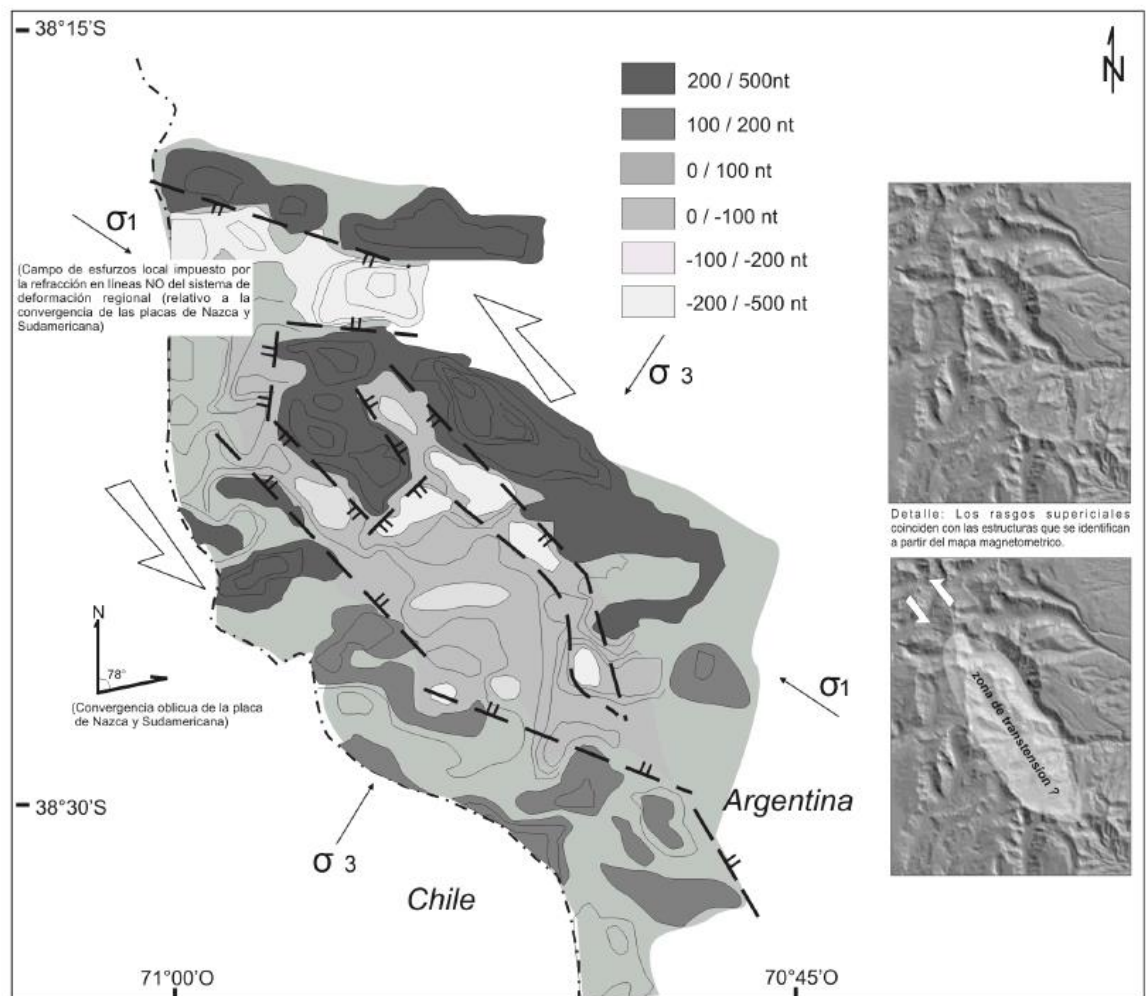
Rasgos estructurales de edad más reciente se sobreimponen a este levantamiento del Mioceno superior (Fig. 8). Una falla de orientación nor-noroeste se reconoce a lo largo del río Bio Bio, constituyendo durante ciertos segmentos el límite occidental de este alto estructural (Figs. 7 y 8) y recibiendo el nombre de sistema de fallas de Bio Bio - Aluminé (Muñoz y Stern 1985). La orientación de esta estructura ha llevado a ciertos autores a asumir una dinámica levógira a lo largo de tramos discretos de la misma, en forma contraria al Sistema de Liquiñe-Ofqui en el frente volcánico actual (Figs. 6 y 8) (Melnick *et al.* 2002).

Una depresión romboédrica desarrollada en la parte axial del alto de Copahue-Pino Hachado (Figs. 8 y 9) fue reconocida a partir de la observación de imágenes Landsat de la zona. La misma se ubica al norte de la caldera de Pino Hachado y se asocia a lineamientos de rumbo NO y NNO (Fig. 8). El eje mayor del romboedro presenta una orientación noroeste en coincidencia espacial con la posición de una serie de centros volcánicos erosionados correspondientes al intervalo plioleistoceno. Dada la geometría de esta depresión es posible suponer un movimiento transcurrente levógiro como control para el desarrollo de la misma. Los mapas aeromagnéticos de este sector (Segemar 2002) muestran fuertes contrastes de susceptibilidad magnética para cortas distancias asociados a las estructuras mapeadas en el campo (Fig. 8). Estos contrastes de susceptibilidad definen una serie de máximos y mínimos magnéticos limitados por patrones lineales que coinciden con rasgos superficiales de expresión morfológica en el sector de interés. Dado que los contrastes de susceptibilidad responden en gran medida al mapa del basamento en profundidad es posible vincular estos patrones a estructuras que

afectan al basamento de la zona (Fig. 9). De esta manera se descarta que el origen de esta depresión pudiera relacionarse con fenómenos de erosión diferencial fluvial y/o glaciaria, ya que la zona profunda de la misma se relaciona con un sector en el cual el basamento se encuentra deprimido a través de un complejo sistema de escalonamientos (Fig. 9).

Figura 9: Relevamiento aeromagnético correspondiente a los Andes neuquinos entre los 38° y 39°S. Los contrastes de susceptibilidad magnética son lineales y se asocian a estructuras mapeadas a partir de observaciones de campo y de imágenes TM de la zona, así como también a rasgos de expresión morfológica superficial (Fuente: SEGEMAR, Levantamiento geofísico aéreo. Magnetometría y espectrometría de rayos gamma. Área Neuquen. Escala: 1:250.000, N° de Proyecto: 98A1-07, Compilación: 2000, Fecha de vuelo: 1999). La correspondencia entre sectores escarpados y contrastes de susceptibilidad magnética, sugiere que los primeros se asocian a cambios en la profundidad del basamento, lo que implica su origen estructural.

Figura 9: Relevamiento aeromagnético correspondiente a los Andes neuquinos entre los 38° y 39°S. Los contrastes de susceptibilidad magnética son lineales y se asocian a estructuras mapeadas a partir de observaciones de campo y de imágenes TM de la zona, así como también a rasgos de expresión morfológica superficial (Fuente: SEGEMAR, Levantamiento geofísico aéreo. Magnetometría y espectrometría de rayos gamma. Área Neuquen. Escala: 1:250.000, N° de Proyecto: 98A1-07, Compilación: 2000, Fecha de vuelo: 1999). La correspondencia entre sectores escarpados y contrastes de susceptibilidad magnética, sugiere que los primeros se asocian a cambios en la profundidad del basamento, lo que implica su origen estructural.



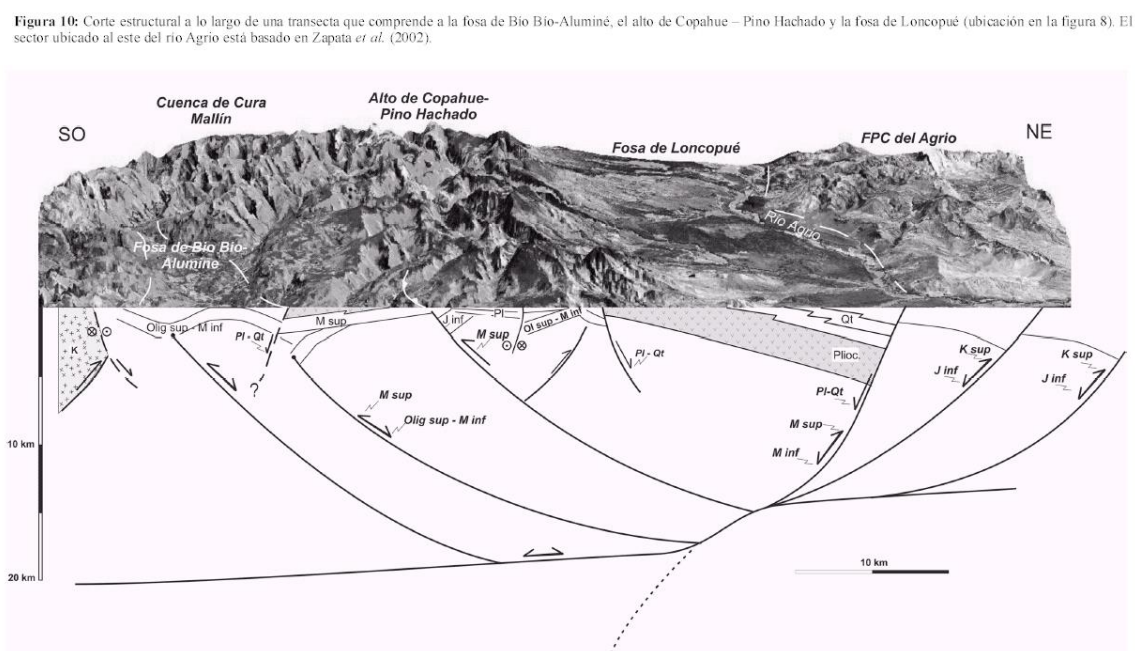
Aproximadamente a los 38°15'S, e inmediatamente al oeste de la traza del límite con Chile puede apreciarse un patrón geométrico cuadrangular en la

distribución de las secuencias volcánicas de la Formación Cola de Zorro ([Figs. 2, 6 y 8](#)). El mismo aparece condicionado por una serie de lineamientos de rumbo este-oeste, lo que parece indicar un control estructural ejercido por fallas directas.

Gran parte de los lineamientos y fallas asociados a este bloque cordillerano presentan un rumbo NO y NNO, que se manifiestan a partir de resaltos topográficos en volcanitas de edad pliocena.

La vertiente oriental del alto de Copahue-Pino Hachado registra evidencias indirectas de un fallamiento extensional con posible inclinación hacia el este afectando a las secuencias volcánicas del Plioceno y del Pleistoceno y determinando el límite occidental de la Fosa de Loncopué ([Fig. 10](#)).

Figura 10: Corte estructural a lo largo de una transecta que comprende a la fosa de Bío Bío-Aluminé, el alto de Copahue – Pino Hachado y la fosa de Loncopué (ubicación en la [figura 8](#)). El sector ubicado al este del río Agrio está basado en Zapata *et al.* (2002).



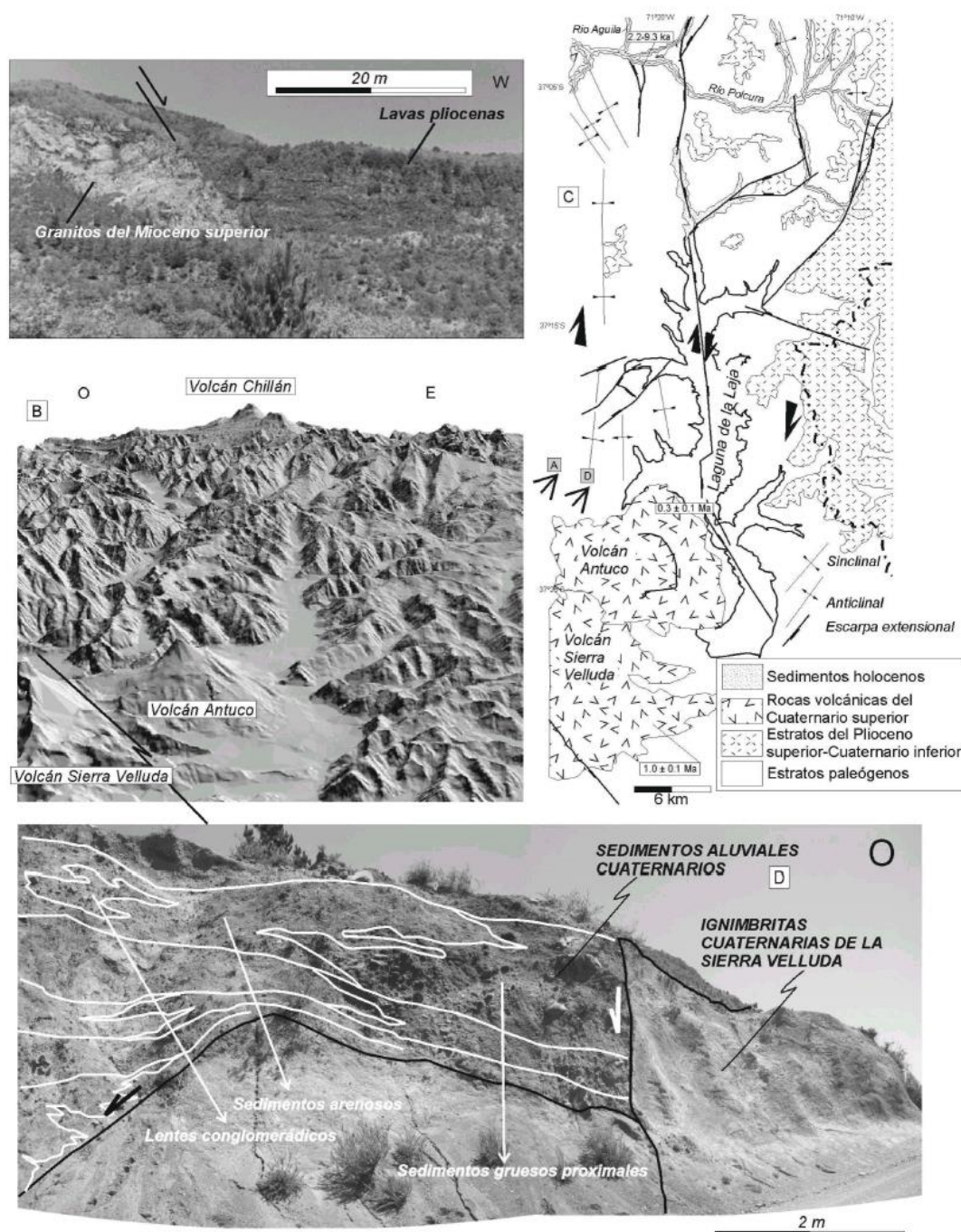
Extremo norte del Alto de Copahue Pino-Hachado en la zona de la laguna de la Laja

Hacia el norte del alto de Copahue-Pino Hachado se desarrolla un área deprimida en la zona del actual frente volcánico cuaternario, entre los volcanes Antuco y Chillán que es ocupada por la laguna de la Laja ([Figs. 1, 6 y 11](#)). Los estudios de Melnick *et al.* 2003 y 2006 ([Fig. 6C](#)) han descripto un perfil sísmico de reflexión relevado bajo el cuerpo de la laguna, en el cual se interpretan fallas normales afectando a los sedimentos holocenos lacustres. De esta manera se ha inferido que esta cuenca se ha formado en respuesta a extensión o transtensión, equivalentemente a las cuencas de Loncopué y de Bío Bío-Aluminé, de la cual particularmente representa su continuación directa hacia el norte. Otras evidencias de campo en las márgenes de la laguna que apoyan la

naturaleza extensional de esta fosa, muestran granitos miocenos correspondientes al extremo norte del Batolito Patagónico afectados por fallamiento extensional ([Fig. 11A](#)). Estas fallas definen relaciones normales entre estos cuerpos plutónicos y secuencias del Plioceno agrupadas en la Formación Cola de Zorro, correspondientes al basamento de los volcanes que integran el frente volcánico en la región. Otras evidencias están constituidas por hemigrábenes de decenas de metros de longitud, desarrollados a expensas de secuencias piroclásticas ubicadas por encima de las lavas pliocenas, que muestran rellenos tafrogénicos correspondientes a acumulaciones aluviales ([Fig. 11D](#)). Estos rellenos clásticos muestran una gradación de facies gruesas contra las escarpas de fallas a más finas en los sectores distales de estas pequeñas estructuras.

Figura 11: Evidencias de campo de la extensión concentrada en la fosa de La Laja. A- Falla extensional que pone en contacto lavas del plioceno en el labio colgante con granitos del Mioceno superior del batolito patagónico, al oeste de la laguna La Laja. B. Bloque 3D con topografía radar en el cual se ve la fosa sobre la cual se asienta la laguna de La Laja y que controla por el extremo sur el emplazamiento de los volcanes Antuco y Sierra Velluda y por el extremo norte el volcán Chillán en el frente volcánico cuaternario. C- Mapa geológico de la fosa de La Laja (tomado de Melnick *et al.* 2003, 2006) y ubicación de las imágenes A, B y D. Bloques basculados asociados a fallamiento extensional y relleno tafrogénico correspondientes a depósitos aluviales que conforman cuñas de *synrift*. Las rocas que presentan fallamiento extensional son ignimbritas que se asientan sobre las rocas volcánicas pliocenas.

Figura 11: Evidencias de campo de la extensión concentrada en la fosa de La Laja. A- Falla extensional que pone en contacto lavas del plioceno en el labio colgante con granitos del Mioceno superior del batolito patagónico, al oeste de la laguna La Laja. B. Bloque 3D con topografía radar en el cual se ve la fosa sobre la cual se asienta la laguna de La Laja y que controla por el extremo sur el emplazamiento de los volcanes Antuco y Sierra Velluda y por el extremo norte el volcán Chillán en el frente volcánico cuaternario. C- Mapa geológico de la fosa de La Laja (tomado de Melnick *et al.* 2003, 2006) y ubicación de las imágenes A, B y D. Bloques basculados asociados a fallamiento extensional y relleno tafrogénico correspondientes a depósitos aluviales que conforman cuñas de *synrift*. Las rocas que presentan fallamiento extensional son ignimbritas que se asientan sobre las rocas volcánicas pliocenas.



Sector sur de la fosa de Loncopué (38°-39°S)

Esta depresión longitudinal de escala regional se desarrolló en forma paralela al frente andino, en la vertiente oriental de la cordillera y concentró importantes espesores de depósitos volcánicos pliocenos (Ramos 1977, Muñoz y Stern 1988) correspondientes a la Formación Cola de Zorro, los que se encuentran

cubiertos en discordancia angular por basaltos cuaternarios (Muñoz y Stern 1985) generados a partir de la actividad volcánica monogénica a nivel del retroarco. Su continuación hacia el norte está dada por la depresión ubicada inmediatamente hacia el oeste de la población de Andacollo (37° y 38°S). El desarrollo latitudinal de la fosa y su amplitud hacia el este están controlados por un fallamiento de tipo extensional activo durante el Plioceno inferior y parte del Pleistoceno que afectó a los sectores internos de la faja plegada y corrida del Agrio (Ramos 1977).

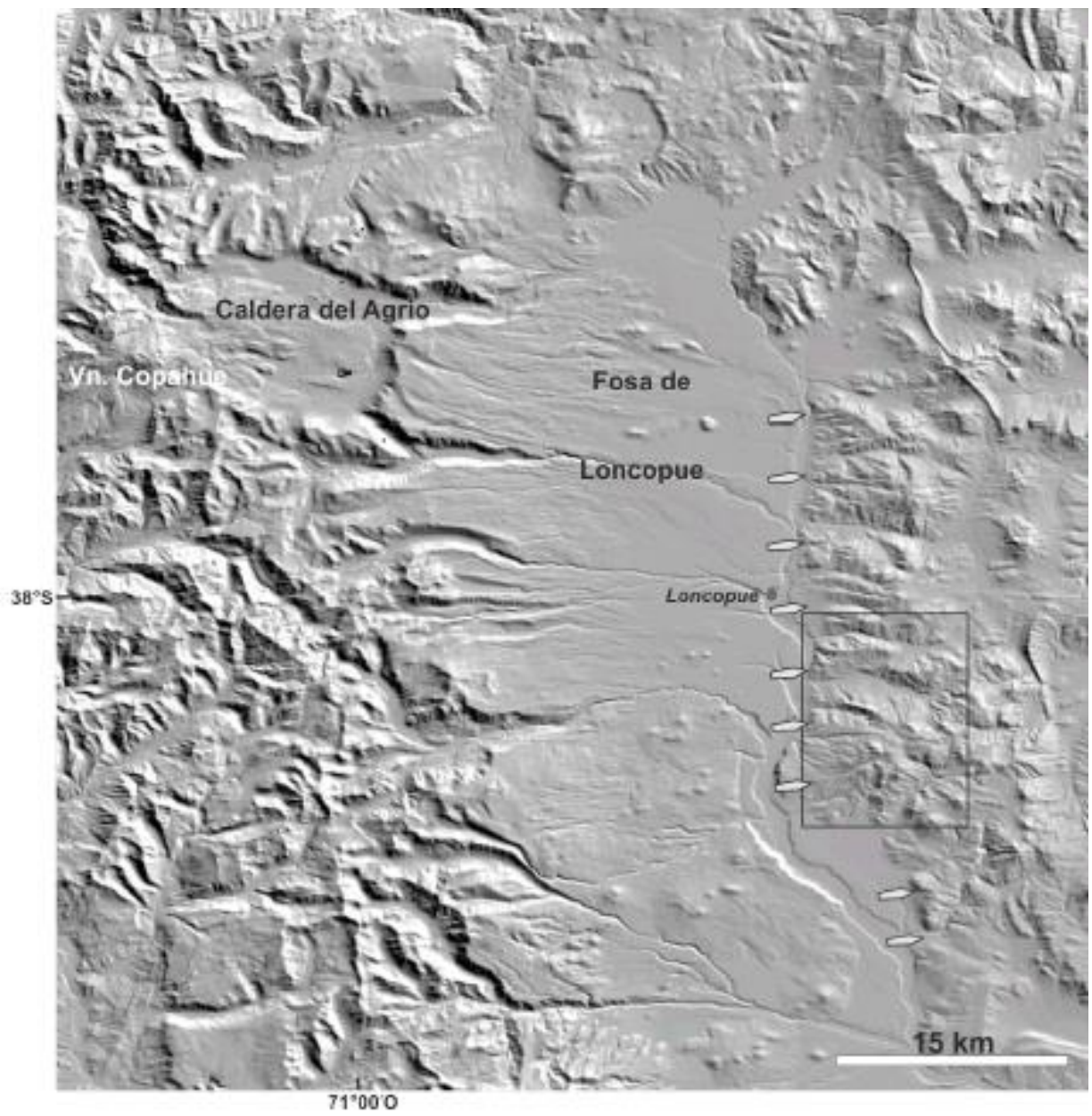
Parte del levantamiento de campo del presente estudio se focalizó en el sector sur de esta depresión, en las inmediaciones de la desembocadura del arroyo Codihue ([Fig. 2](#)). Este segmento presenta la máxima amplitud EO de la fosa, en coincidencia con los máximos volúmenes eruptivos registrados. Los basaltos constituyen el grueso del registro estratigráfico de la cubierta superficial que conforma el relleno reciente de la misma. En forma relegada aparecen ignimbritas, depósitos de caída y depósitos de caída retrabajados.

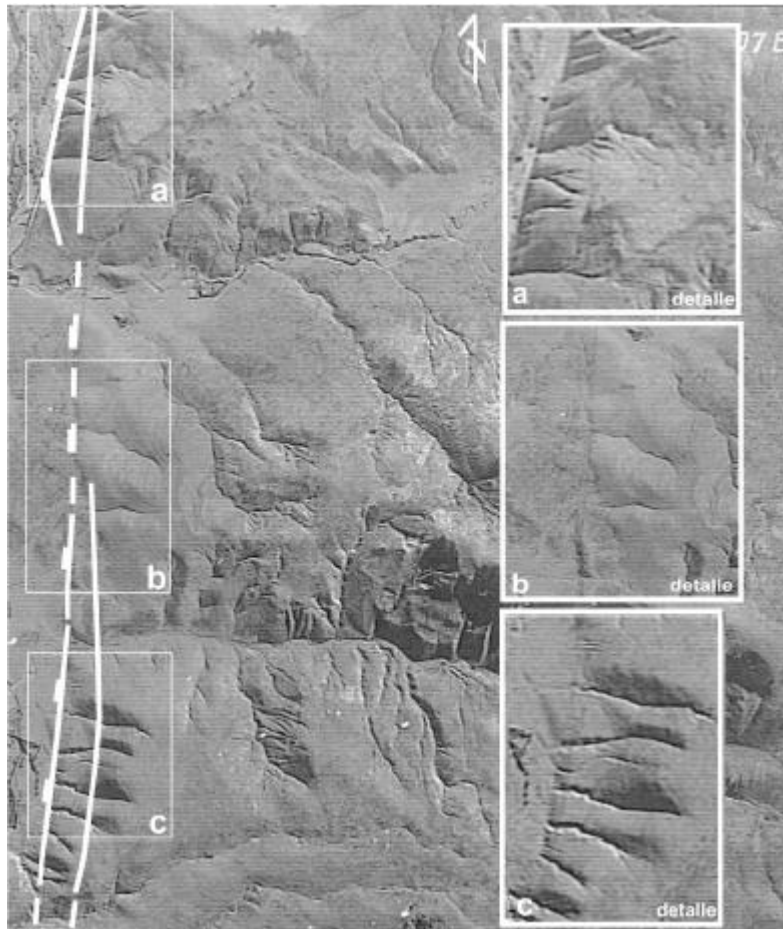
Las características petrográficas observadas en muestras obtenidas de estos productos corresponden a un magmatismo con tendencia alcalina poco evolucionado, lo cual sumado a los bajos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ cercanos a 0,704 (Muñoz Bravo *et al.* 1989), y la gran cantidad de pequeños centros de emisión monogénicos típicos de las áreas de volcanismo de retroarco, permiten individualizar estas rocas de aquellas del arco volcánico, aun cuando son muy cercanas. Estas características, los rasgos morfológicos asociados y la neotectónica descrita en la sección siguiente hacen suponer la existencia de un régimen extensional coetáneo con la erupción de estas rocas.

Neotectónica de la fosa de Loncopué

La hipótesis de una actividad plio-cuaternaria extensional en la zona del retroarco neuquino a estas latitudes se ve reforzada por una serie de rasgos morfológicos asociados a la actividad volcánica monogenética. Facetas triangulares y evidencias de escarpas de falla han podido ser reconocidos a través de la interpretación de fotografías aéreas y modelos 3D correspondientes a los sectores internos de la faja plegada del Agrio en las cercanías de la localidad de Loncopué ([Fig. 12](#)).

Figura 12: Rasgos morfológicos del fallamiento afectando unidades del Jurásico inferior en los sectores internos de la faja plegada y corrida del Agrio en las inmediaciones de la localidad de Loncopué. a), b) y c) muestran detalles de este fallamiento.





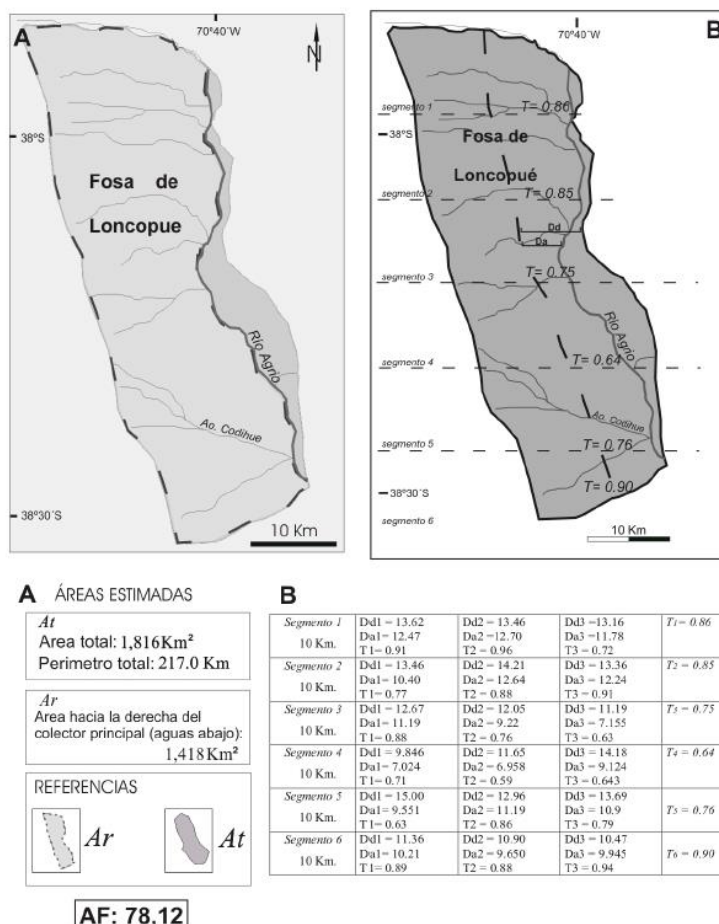
Sobre la base de la interpretación de fotografías aéreas puede establecerse la existencia de dos frentes de escarpa asociados al límite oriental de la fosa de Loncopué, separados por unas decenas de metros y situados a alturas topográficas distintas. El frente interno se presenta más degradado, lo que permite proponer una mayor antigüedad, planteando la existencia de diferentes pulsos de fallamiento.

Estos rasgos morfológicos pueden interpretarse como evidencias neotectónicas de un fallamiento extensional que controló el desarrollo oriental de la fosa, así como también su subsidencia.

Teniendo en cuenta esta configuración es posible obtener una serie de índices morfométricos de la cuenca fluvial que es contenida por esta fosa. Los arreglos de la red de drenaje pueden ser descriptos de un modo cualitativo como también cuantitativo. En aquellos sitios en que el drenaje se desarrolla en presencia de una tectónica activa, la red suele presentar patrones y geometrías particulares. El factor de asimetría (AF) (Hare y Gardner 1985) y el factor de simetría topográfica transversal (T) (Cox 1994) fueron calculados para detectar el basculamiento tectónico a diferentes escalas ([Fig. 13](#)). Ambos valores se estimaron a escala regional para un segmento comprendido entre los 37°55' y 38°35'S; las superficies para su cálculo fueron obtenidas a partir de la confección de polígonos que se adaptaron a las áreas consideradas.

Figura 13: Índices morfométricos obtenidos a nivel regional para el área comprendida por la fosa de Loncopué. A: Estimación del factor de asimetría (AF). B: Cálculo del factor de simetría topográfica transversal (T).

Figura 13: Índices morfométricos obtenidos a nivel regional para el área comprendida por la fosa de Loncopué. A: Estimación del factor de asimetría (AF). B: Cálculo del factor de simetría topográfica transversal (T).



El cálculo de AF se realizó considerando a un área o bloque homogéneo, en este caso la fosa de Loncopué, la cual es recorrida por un colector principal que determina las superficies a partir de cuya relación se estima su valor. En este caso *Ar* representa el área de la cuenca hacia la derecha del colector principal y *At* el área total de la misma. Para una red de drenaje que se desarrolla bajo un régimen estable (sin tectónica superpuesta) los valores de AF oscilarán alrededor de 50. Los valores de AF son sensibles a un basculamiento perpendicular a la dirección del colector principal, en nuestro caso el río Agrio. Valores de AF superiores o inferiores a 50 estarían sugiriendo un basculamiento.

Otro índice cuantitativo para evaluar la asimetría de una cuenca de drenaje lo constituye el factor de simetría topográfica transversal (T) definido como: $T = Da / Dd$, donde *Da* representa la distancia desde el punto medio de la cuenca de drenaje a la línea media del colector principal (Fig. 13) y *Dd* representa la distancia de la línea media de la cuenca a la divisoria de aguas. Para una cuenca perfectamente simétrica T es igual a cero ($T = 0$). A medida que se

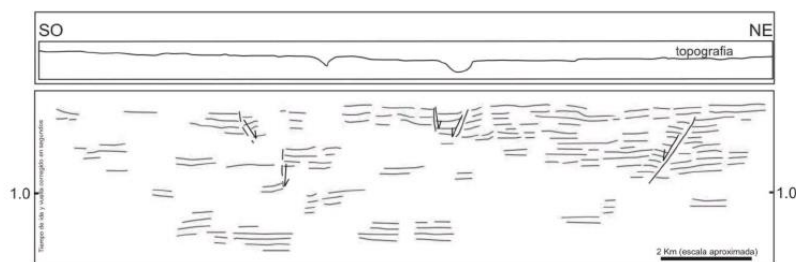
incrementa la asimetría el valor de T se aproxima a uno. Para el cálculo fue necesario dividir el área de interés en seis segmentos de 10 km cada uno dentro de los límites establecidos ([Fig. 13](#)).

En ambos casos los valores obtenidos fueron consistentes con un basculamiento tectónico producto de una actividad en el extremo oriental de la fosa de Loncopué, lo cual es coherente con los rasgos neotectónicos observados. Se supone la imposibilidad de un control litológico como responsable de este resultado, dada la homogeneidad litológica del área lo cual no permitiría incisiones diferenciales del valle.

Una sección sísmica de reflexión efectuada por YPF ([Fig. 14](#)), perpendicular al valle revela la inclinación de los planos de falla respectivos y su asociación a quiebres morfológicos observados en superficie. Al mismo tiempo puede observarse que las estructuras afectan a los materiales ubicados en las primeras décimas de segundo, lapso que abarca los primeros cientos de metros de la columna sedimentaria alojada en la Fosa de Loncopué, lo cual implica que las secuencias plio-cuaternarias se encuentran falladas, tal como era intuido a partir del mapeo de campo.

Figura 14: Interpretación de una sección sísmica de orientación NE inmediatamente al oeste de la localidad de Loncopué. La misma atraviesa gran parte de la fosa de Loncopué alrededor de los 38°S. Resulta posible distinguir fallas directas afectando el relleno plio-cuaternario de la fosa (Fuente: YPF).

Figura 14: Interpretación de una sección sísmica de orientación NE inmediatamente al oeste de la localidad de Loncopué. La misma atraviesa gran parte de la fosa de Loncopué alrededor de los 38°S. Resulta posible distinguir fallas directas afectando el relleno plio-cuaternario de la fosa (Fuente: YPF).



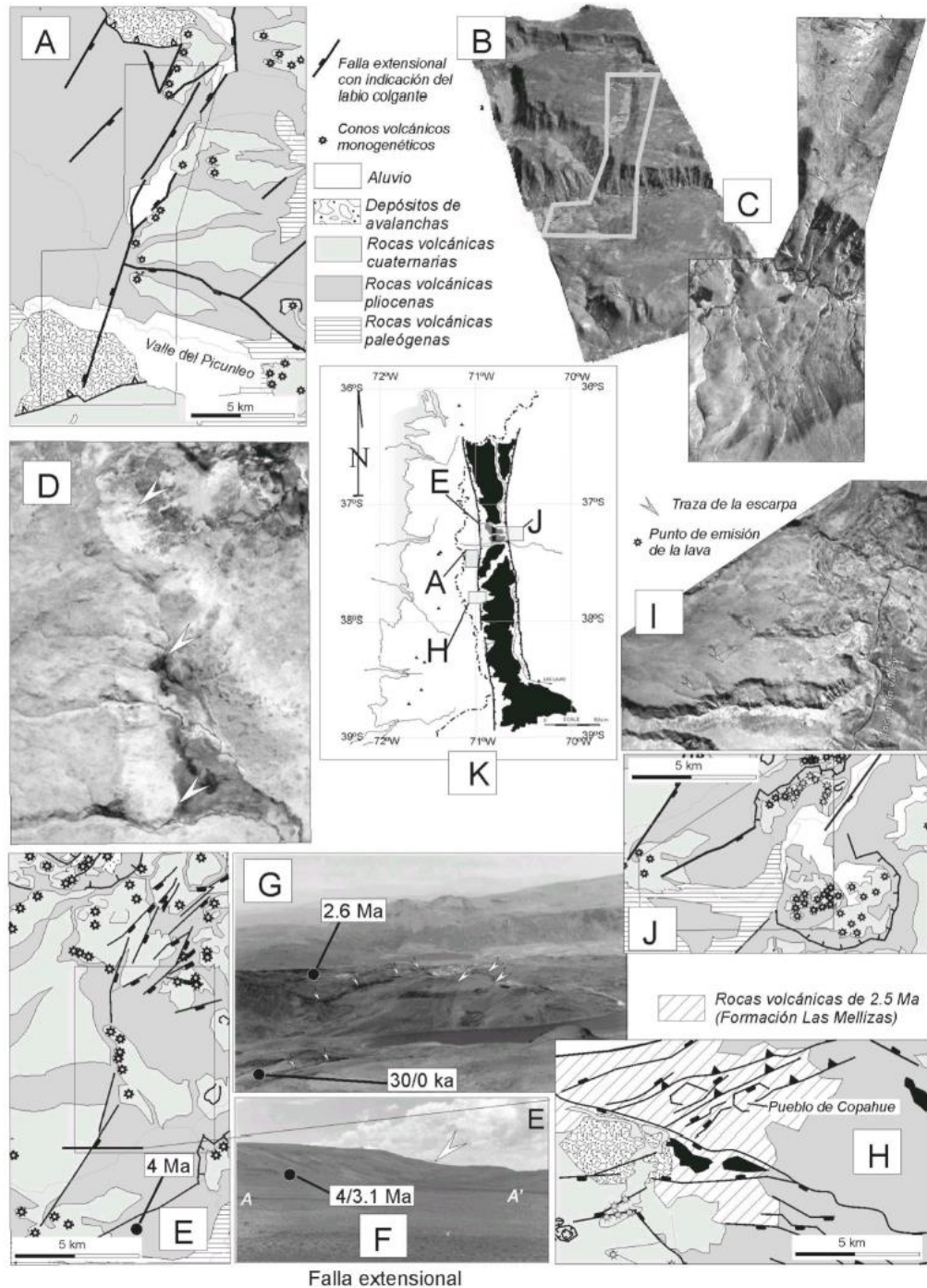
Sector norte de la fosa de Loncopué (37°30'-38°S)

El sector de la fosa de Loncopué desarrollado al norte de los 38°S ([Fig. 15](#)) posee características similares al sector descrito en la sección anterior: un sector deprimido de unos 20 kilómetros de ancho cubierto por coladas principalmente basálticas eruptadas a partir de centros monogenéticos. Sin embargo son comunes aquí escarpas con orientaciones más variables que hacia el sur, desde N hasta NE. Este último juego se asocia al sistema de Mandolegüe ([Fig. 16](#)), que fuera identificado por Folguera y Ramos (2000), Radic *et al.* (2002) y Melnick *et al.* (2002), como una zona de transferencia de la cuenca de Cura Mallín. La documentación de la neotectónica de este sector de la Fosa de Loncopué muestra que dos trenes de estructuras interfieren a estas latitudes ([Fig. 15](#)), las propias de la depresión estructural descritas en el sector sur, en donde alcanzan su máxima expresión morfológica ([Fig. 12](#)), de

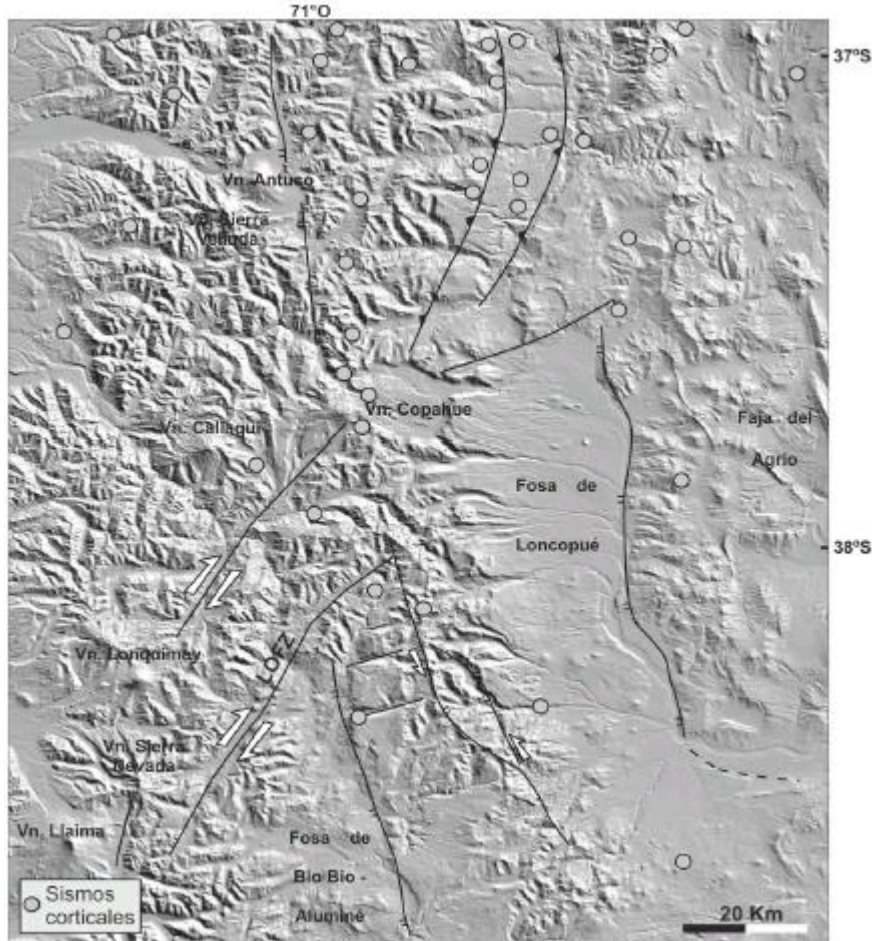
orientación predominante NS y aquellas relativas a la zona de fallas de Mandolegüe transversales al tren andino. La datación radiométrica de los productos volcánicos afectados en el sector norte, van desde un *plateau* andesítico de 4 a 3,1 Ma correspondiente a los productos superiores de la Formación Cola de Zorro, hasta rocas de 2,6 Ma en las inmediaciones del volcán Copahue ([Fig. 15](#)) (Folguera *et al.* 2004). Los productos volcánicos más jóvenes que se encuentran por encima de las secuencias pliocenas en este sector son controlados sistemáticamente por las fallas antes descritas ([Fig. 15](#)).

Figura 15: Tectónica extensional durante el cuaternario en el segmento norte de la fosa de Loncopué; a) Falla normal con orientación noreste relacionada con erupciones volcánicas cuaternarias; b) Block diagrama para mostrar la expresión neotectónica de la falla mostrada en a; c) Fotografía aérea del área que se expone en a y b; d) Falla extensional norte – sur que afecta a un *plateau* basáltico de 4 Ma; e) Mapa geológico relacionado con d; f) Vista de campo de la escarpa asociada con la falla normal de d y e; g) Pueblo de Copahue ubicado en el eje de un graben NE formado sobre ignimbritas de 2,5 Ma; h) Mapa geológico correspondiente a g; i) Fotografía aérea de las fallas normales de orientación NE cerca de la localidad de Vilú Mallín; j) Mapa geológico correspondiente a a; k) Ubicación de a, e, h, j en un mapa regional en torno a la fosa de Loncopué. Las dataciones son de Linares y González (1990) y Folguera *et al.* (2004).

Figura 15: Tectónica extensional durante el cuaternario en el segmento norte de la fosa de Loncopué; a) Falla normal con orientación noreste relacionada con erupciones volcánicas cuaternarias; b) Block diagrama para mostrar la expresión neotectónica de la falla mostrada en a; c) Fotografía aérea del área que se expone en a y b; d) Falla extensional norte – sur que afecta a un plateau basáltico de 4 Ma; e) Mapa geológico relacionado con d; f) Vista de campo de la escarpa asociada con la falla normal de d y e; g) Pueblo de Copahue ubicado en el eje de un graben NE formado sobre ignimbritas de 2,5 Ma; h) Mapa geológico correspondiente a g; i) Fotografía aérea de las fallas normales de orientación NE cerca de la localidad de Vilú Mallín; j) Mapa geológico correspondiente a i; k) Ubicación de a, e, h, j en un mapa regional en torno a la fosa de Loncopué. Las dataciones son de Linares y González (1990) y Folguera *et al.* (2004).



estructura activa del área (Fuente: INPRES).



Hacia el norte de los 37°30'S, el esquema cambia drásticamente ya que si bien la fosa de Loncopué continúa como un rasgo homogéneo con características similares como las descritas hacia el sur, en relación a la ocurrencia de grandes volúmenes de basaltos monogenéticos, la estructura joven que afecta un *plateau* volcánico y sedimentos superiores de menos de 1,7 Ma es de carácter transpresivo tal como fuera descrito en Folguera *et al.* (2004) ([Fig. 16](#)).

Análisis latitudinal de la fosa de Loncopué

Si se comparan segmentos discretos a lo largo de la fosa de Loncopué puede observarse un contraste importante en función de los rasgos estructurales y morfológicos que allí se manifiestan. El segmento sur (38°- 39°S) se inserta en una faja del retroarco andino que ha quedado hacia el este de la zona de deformación actual como producto de la migración del frente orogénico hacia posiciones internas. El segmento norte (37°-37°30'S) tiene una neotectónica compresiva activa a nivel del retroarco que se manifiesta a partir de una serie de cabalgamientos de rumbo N-NO y dinámica dextral transpresiva.

Al sur de los 38°S la última deformación compresiva había ocurrido entre los 9 y 8 Ma relativa al alzamiento del bloque de Copahue-Pino Hachado y la reactivación de los sectores internos de la faja plegada y corrida del Agrio. La geología del área, representada por extensas mesetas volcánicas de actitud horizontal a subhorizontal, así como también por las secuencias volcánicas y

clásticas de edad mas reciente que se expresan en forma de conos, coladas y bancos basálticos homoclinales, como también en forma de depósitos aterrazados, constituyen una evidencia directa de la ausencia de neotectónica compresional a nivel del retroarco a estas latitudes.

Si se observa la distribución de los sismos de intraplaca para el retroarco entre los 37° y 39° de latitud sur ([Fig. 16](#)), queda evidenciada la alta concentración de registros en el segmento norte en correspondencia con la estructura compresiva documentada, en contraste con el segmento ubicado al sur de los 38°S, para el cual los registros sísmicos corticales son escasos. A partir del análisis de la distribución de los datos sísmicos corticales (Bohm *et al.* 2002, INPRES 2005), resulta evidente la correlación existente entre la distribución de sismos de intraplaca y la dinámica de deformación del retroarco. Este contraste para cortas distancias se explicaría a partir del dispar desarrollo del frente orogénico en la zona del retroarco.

Discusión y conclusiones

A partir del análisis de la estratigrafía y la interpretación de secciones sísmicas, Jordan *et al.* (2001) determinaron la existencia de fallamiento normal con inclinación hacia el oeste controlando el desarrollo de la cuenca de Cura Mallín. Estos estudios se concentraron en el área próxima a la localidad de Andacollo, situada en la margen occidental de la Cordillera del Viento, por debajo del extremo norte de la Fosa de Loncopué. Este control estructural de las secuencias oligo-miocenas, es equivalente a aquel descrito para las acumulaciones plio-cuaternarias de la fosa de Loncopué inmediatamente hacia el sur, en donde fallas normales con inclinación hacia el oeste han sido documentadas en superficie.

Sobre esta base es posible inferir la existencia de una estructura con características similares a las descritas por Jordan *et al.* (2001) como límite oriental de la Fosa de Loncopué, lo que implicaría que el desarrollo de esta estructura plio-cuaternaria está relacionado con la reactivación de estructuras paleógenas sepultadas por las secuencias de menos de 5 Ma en el sector sur.

Esta aseveración, junto con los rasgos estructurales descritos en el alto de Copahue Pino-Hachado aportan nuevas evidencias a la hipótesis de un comportamiento episódico en la historia cenozoica de los Andes Neuquinos. Algunas de las características estratigráficas y estructurales observadas, junto con las evidencias estructurales descritas por Suárez y Emparán (1997) en la vertiente occidental de la cordillera sugieren que este bloque se levantó mediante un conjunto de cabalgamientos con vergencia occidental entre el Mioceno medio y tardío en consonancia con el segundo pulso de deformación en el sector de la Faja Plegada y Corrida del Agrio (Kozlowski *et al.*, 1996, Zapata *et al.* 2002).

En contraposición se observa un contexto distinto en el sector externo en coincidencia con los límites de la fosa de Loncopué. Muñoz y Stern (1988) propusieron una migración del arco volcánico hacia la trinchera durante el Pleistoceno inferior, a partir del reconocimiento de la antigua línea de estrato-

volcanes emplazada sobre el alto de Copahue-Pino Hachado. Una de las posibilidades que estos autores plantearon para explicar dicha migración fue relativa a un cambio en la configuración de la placa subducida, pasando de un régimen de subducción a otro con una losa más inclinada. El empinamiento propuesto se correlaciona ajustadamente con el cuadro de evolución propuesto en el presente trabajo, en el que los productos volcánicos de la Formación Cola de Zorro fueron las primeras secuencias relacionadas con el colapso orogénico que experimentaron los Andes a estas latitudes. Este régimen puede hacerse extensivo al Pleistoceno a partir de los rasgos y características observadas en el segmento sur de la depresión de Loncopué, lo que denota que este proceso sigue en marcha.

Agradecimientos

El presente trabajo fue realizado en el marco de el proyecto UBACYT X-160 otorgado por la secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad de Buenos Aires y por el PICT 03/14144 otorgado por la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica. Se agradece especialmente al Dr. Víctor A. Ramos por su supervisión del trabajo final de licenciatura y sus aportes a lo largo de los trabajos de campo y discusiones posteriores.

Revista de la Asociación Geológica Argentina

***versión On-line* ISSN 1851-8249**

Rev. Asoc. Geol. Argent. v.65 n.1 Buenos Aires oct. 2009

La neotectónica del arco volcánico a la latitud del volcán Copahue (38°S), Andes de Neuquén

Revista de la Asociación Geológica Argentina

***versión On-line* ISSN 1851-8249**

Rev. Asoc. Geol. Argent. v.60 n.1 Buenos Aires ene./mar. 2005

Geomorfología de la región del volcán Copahue y sus adyacencias (centro-oeste del Neuquén)

