

Recurrencia en el desarrollo de cuencas de intraarco. Cordillera Neuquina (37°30' - 38°S)

Andrés FOLGUERA¹, Víctor A. RAMOS¹ y Daniel MELNICK²

¹Universidad de Buenos Aires, Departamento de Geología (Pab.II, Ciudad Universitaria)

Laboratorio de Tectónica Andina. E-mail: Folguera@gl.fcen.uba.ar

²Universidad de Concepción, Departamento de Geología. Chile

RESUMEN. Los Andes entre 36° y 39°S están caracterizados por la superposición de tres cuencas de intraarco a lo largo de los últimos 25 millones de años, de las cuales las primeras dos han sido separadas entre sí por fenómenos de inversión tectónica. El rasgo orogénico resultante de esta fase de deformación colapsó parcialmente durante los últimos dos ciclos de extensión. El primer evento extensional corresponde a la cuenca de Cura Mallín que se desarrolló entre 25 y 12 millones de años atrás (Oligoceno superior al Mioceno inferior-medio), fue invertida entre 12 y 8 Ma (Mioceno superior), con una cordillera resultante de poco más de 2000 metros de altura. El segundo ciclo se corresponde con la cuenca de Cola de Zorro, la cual comenzó a subsidir hace 5 millones de años (Plioceno inferior). La unidad correspondiente a la Formación Cola de Zorro se ha depositado desde su comienzo sobre la estructura compresiva del orógeno formado a partir de la inversión de la cuenca de Cura Mallín, como consecuencia de un colapso extensional del mismo o quizás de un relajamiento extensional de la estructura compresiva, que deprimió este rasgo por debajo de la cota de 1200 metros sobre el nivel del mar. A lo largo del límite internacional, existen aún remanentes de la estructura orogénica del Mioceno superior que fueron conservados como altos estructurales de la cuenca pliocena inferior. Estos altos facilitan el estudio de la estructura original. La recurrencia en la formación de cuencas de intraarco durante los últimos 25 millones de años estaría ligada a la migración promedio hacia la trinchera del frente volcánico durante el Terciario, como consecuencia del empujamiento de la placa de Nazca y a inestabilidades de la estructura orogénica derivadas de reorganizaciones mayores en el sistema subductivo entre las placas vecinas.

Palabras clave: *Colapso Tectónico, Cuencas de intraarco, Andes Patagónicos Septentrionales*

ABSTRACT. *Recurrence in the development of intra-arc basins, Andes of Neuquen (37°30').* The Andes between 36° and 39°S are characterised by the superposition of three different intra-arc basins, which have evolved during the last 25 million years, and the first two of which are separated by tectonic inversion and mountain building processes. This orogenic feature has partially collapsed during the last two cycles of intra-arc extension. The first cycle corresponds to the formation of the Cura Mallín basin, which was developed between 25 and (12?) 10 million years ago (Late Oligocene-Early to Middle Miocene), was inverted between (12-10?) 8 and 5 million years ago (Late Miocene), and resulted in the uplift of a mountain range higher than 2,500 m. The second cycle resulted in the Cola de Zorro basin, which started to develop 5 million years ago (Early Pliocene). This sequence has been deposited since the beginning of its formation over the Cura Mallín orogenic structure, as a consequence of an important extensional collapse or an extensional relaxation of the compressive structure, which depressed this feature below an altitude of 1,200 meters. Along the international border, there are still remnants of the Late Miocene orogen which were preserved as basement highs in the Early Pliocene basin. These structural highs allow the study of the original orogenic structure. The recurrence of intra-arc basins during the last 25 million years was linked both to backward arc migration in that period, as a consequence of the steepening of the Nazca plate, and to structural instability of the orogen related to changes in tectonic boundary conditions.

Key words: *Tectonic collapse, Intra-arc basins, Northern Patagonian Andes*

Introducción

La Cordillera de los Andes entre los 36° y los 39°S, constituye un segmento orogénico en el cual es factible estudiar tanto el carácter episódico de la estructuración orogénica, así como la inestabilidad del mismo puesta de manifiesto por la recurrencia de ciclos de colapso del relieve montañoso. Espesas secuencias volcánicas, superiores a los 5000 m en ciertos sectores, formadas en la

zona del arco a lo largo de los últimos 25 millones de años, fueron acumuladas en depocentros de origen extensional, aún luego de pulsos de levantamiento orogénico, es decir en pleno proceso de construcción del orógeno andino.

Los Andes son extremadamente variables en su morfología derivada de la cantidad de acortamiento que éstos absorbieron durante su formación. De esta manera una cordillera alta y amplia se ubica al norte de los 38°S en

donde se han cuantificado grandes tasas de acortamiento, en cambio hacia el sur de estas latitudes se desarrolla una cordillera angosta y baja, en la cual se suponen bajas tasas de acortamiento. Gran parte de esta discrepancia en la cantidad de acortamiento registrada a lo largo de la cordillera andina se asocia a la dispar actividad neógena de los distintos segmentos orogénicos.

La estabilidad estructural de orógenos pequeños, como el correspondiente a la cordillera neuquina, ciertamente más afín al segmento austral en cuanto a morfología orogénica, cuya estructura plegante se ha formado principalmente hasta hace 10-8 millones de años, no parece relacionarse con restricciones propias derivadas de geometría y escala, la cual es mínima y ha involucrado reducidos períodos de crecimiento.

En este caso el colapso de la estructura orogénica se deberá a cambios en las condiciones de contorno que sustentaron a la estructura orogénica durante su formación.

En función de las características reológicas de los distintos segmentos, básicamente su historia deformativa previa y la variación de las condiciones de contorno (Tebbens y Cande 1997), derivadas de cambios en la interacción entre las placas litosféricas, la evolución de la cordillera puede llegar a ser intrincada y con tendencia a experimentar ciclos de colapso y levantamiento, aún en ciertos segmentos discretos de la misma.

El objetivo de este trabajo es el de describir e interpretar los rasgos estructurales de la zona del arco volcánico neógeno entre los 37° 30'S y los 38°S y proponer un modelo de evolución de las áreas internas orogénicas de la cordillera neuquina desde el Paleógeno superior al Cuaternario, tiempo a lo largo del cual la actividad orogénica ha sido según nuestras hipótesis particularmente errática.

La cordillera neuquina se localiza tal como se ha mencionado entre un segmento hacia el norte, el cual se ha estructurado fuertemente durante el Neógeno provocando apilamiento orogénico y topografía e involucrando en la cuña deformativa al antepaís con altas tasas de acortamiento y un segmento hacia el sur en el cual la deformación neógena no se ha propagado hacia el antepaís y no habría generado topografía orogénica importante.

La cordillera neuquina (36°-39°S), se ha generado a partir de la inversión tectónica de una cuenca extensional, la cuenca de Cura Mallín del Oligoceno superior-Mioceno medio (Jordan *et al.* 2001), que ocupaba una posición de intraarco dada la naturaleza de sus depósitos (Suárez y Emparán 1995 1997) y su asociación al frente de intrusivos que correspondían a las raíces del arco volcánico de la misma edad (Suárez y Emparán, 1995). Esta cuenca se formó sincrónicamente con toda una serie de otras cuencas que se extienden entre por lo menos los 33° y los 45°S (Dalla Salda y Franzese 1987; Spalletti y Dalla Salda 1996; Jordan *et al.* 2001), en posiciones del arco, antearco y retroarco, algunas de las

cuales han formado bloques precordilleranos a partir de su inversión, especialmente hacia el sur del área de estudio, dependiendo de la posición en la cual se habían desarrollado, tal como la faja plegada y corrida de Ñirihua (Cazau *et al.* 1987) al pie de la cordillera Patagónica.

La estructura orogénica generada durante la fase de inversión de la cuenca paleógena de Cura Mallín coincide, particularmente en su sector oriental (Fig. 1), con una faja volcánica del Plioceno inferior, caracterizada por el desarrollo de extensos plateaus que conforman las secuencias de la Formación Cola de Zorro, de hasta 1200 metros de espesor que rellenan depocentros extensionales.

La coincidencia de estos depocentros con la faja de inversión tectónica del Mioceno superior, sugiere algún tipo de relación entre el área de estructuración orogénica y la estructuración extensional del Neógeno y especialmente del Plioceno inferior.

Presentaremos aquí las evidencias que nos llevan a suponer el control estructural de estos depocentros del Plioceno inferior, la superposición de los mismos a la estructura orogénica generada en el Paleógeno superior-Neógeno inferior, generando el colapso parcial de la cordillera en este segmento andino entre los 37° 30'S y los 39°S y la continuidad del evento extensional en tiempos cuaternarios.

Metodología

Para la recolección de los datos de campo se eligió una zona amplia comprendida entre los 37°30' y los 38°S, en la zona del límite internacional y la vertiente oriental de la cordillera, particularmente a lo largo de la traza de los ríos Picunleo, del Azufre, valle de las Damas y en la caldera del Agrio.

Se contó con dos campañas, una de las cuales fue realizada en enero de 1999 y una segunda en febrero de 2001 en la cual se recolectaron los datos de campo a lo largo de un mes de trabajo.

Inicialmente el objetivo principal fue el de constatar la naturaleza de ciertos lineamientos con expresión morfológica reciente que afectaban a las unidades más jóvenes y tratar de relacionarlos con la segmentación de la estructuración previa del Mioceno superior, lo cual se sugería por los diseños geométricos estudiados a partir del análisis de imágenes satelitarias y de fotos aéreas, especialmente con respecto a los diseños de estructura compresiva en los sectores internos de la cuenca Neuquina (Folguera *et al.* 2002 a).

La motivación principal de relacionar la segmentación del basamento mesozoico y paleógeno con la estructura neógena y cuaternaria se debió a la dificultad de encuadrar a la estructura más reciente de la zona, interpretada en imágenes satelitarias, en campos tensionales tectónicos primarios.

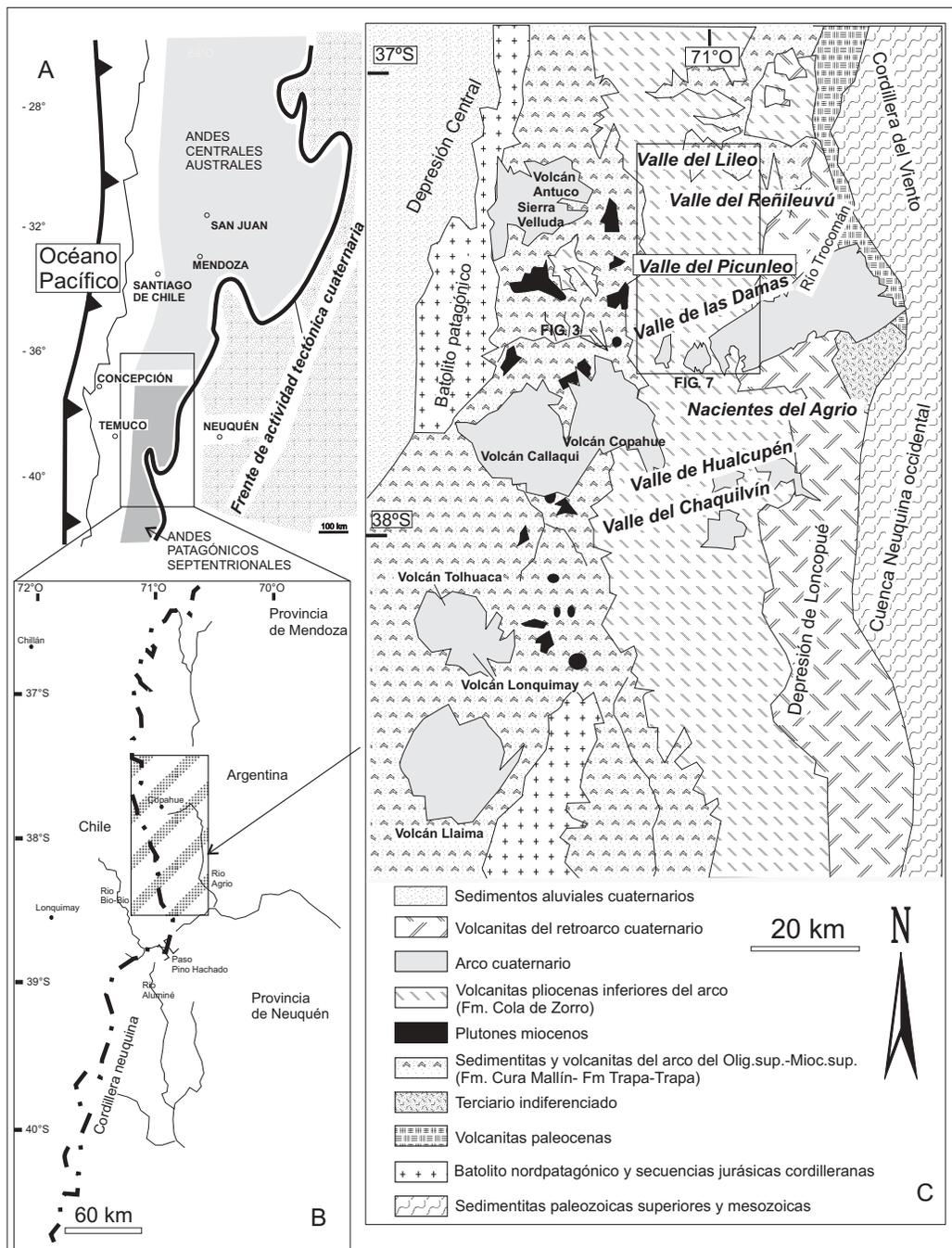


Figura 1: A, Ubicación de la cordillera neuquina como parte del segmento sur de los Andes Australes Australes; B, Área analizada; C, Esquema geológico del sector norte de la cordillera neuquina. Principales unidades morfoestructurales de la cordillera entre 37° y 39°S. Nótese el diferente desarrollo de los frentes magmáticos terciarios: paleógeno, plioceno inferior y cuaternario. Obsérvese también que la cuenca de retroarco cuaternaria correspondiente al bajo de Loncopué, se ubica hacia el este de las volcanitas pliocenas. El recuadro en blanco indica el mapa geológico expuesto en la figura 7, correspondiente a la zona de trabajo.

Ubicación de la zona y marco tectónico

La zona de trabajo está ubicada en el segmento norte de la cordillera neuquina, a lo largo del meridiano 71°O, en la transición entre los Andes Centrales Australes, desarrollados al norte de los 38°S y los Andes Patagónicos al sur (Fig. 1).

Los Andes Centrales Australes están caracterizados por una importante estructuración orogénica durante el Neógeno, que ha engrosado la corteza sosteniendo isostáticamente una cordillera de más de 6000 m de altura, generada por la inversión de rifts paleozoicos y mesozoicos, cuencas de intraarco terciarias y por la deformación epidérmica de secuencias

litorales de retroarco de distintas edades.

Los Andes Patagónicos Septentrionales al sur de los 38°S, se han levantado con mecánicas similares a los Andes Centrales hasta el Paleógeno superior, luego de lo cual se han virtualmente fosilizado, salvo en los sectores más internos en donde se desarrolla una importante deformación orogénica producto de desplazamientos transpresionales en el sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui que corre a lo largo del arco volcánico cuaternario (Dewey y Lamb 1992; Cembrano y Hervé 1993; Lavenu y Cembrano 1999; Cembrano *et al.* 2000).

Como consecuencia de este retroceso aparente del frente orogénico durante el Plioceno superior a Cuaternario al sur de los 38°S, o al menos fosilización de la actividad distal y reactivación del apilamiento orogénico interno, se ha aislado toda una faja en el antepaís que ha concentrado la deformación orogénica de hace 15 millones de años y a la cual no se ha superpuesto deformación más reciente (Folguera y Ramos 2002).

Particularmente en la cordillera neuquina, al sur de los 37° 30' S, la última actividad orogénica constatada de cierta envergadura, se entiende como actividad plegante que levanta una cordillera, se ha concentrado entre 12 y 8 Ma, luego de lo cual parece haber dominado la extensión y el colapso estructural de la misma.

De esta forma, de los seis mil a siete mil metros de secuencias volcánicas acumuladas en el eje cordillerano a estas latitudes, podremos distinguir dos grandes unidades. 1) Secuencias apiladas orogénicamente como producto de una fase de inversión tectónica de una primera cuenca extensional, la cuenca de Cura Mallín, asociada al arco paleógeno superior-neógeno inferior (Jordan *et al.* 2001; Radic *et al.* 2002) y 2) por encima en discordancia angular nuevas generaciones de depocentros de intraarco, los cuales aún pueden ser considerados como activos si extendemos su formación al Cuaternario, tal la edad de algunos de ellos.

Estratigrafía y desarrollo de las principales cuencas

La edad de las secuencias aflorantes en la cordillera neuquina varía de cretácica a cuaternaria. Afloran allí rocas intrusivas del Cretácico en el extremo norte del batolito patagónico, restos de un arco volcánico jurásico y cuencas de intraarco asociadas (Rovere 1993 a; De la Cruz y Suárez 1997; Suarez y Emparán 1997) en los sectores internos del Engolfamiento Neuquino, una cuenca mesozoica perteneciente al antepaís neuquino (Fig. 1). Por encima siguen secuencias volcánicas de hasta 3000 metros de espesor, continentales, del Oligoceno superior-Mioceno medio (25-15 Ma) (Cuenca de Cura Mallín) (Niemeyer y Muñoz 1983; Suarez y Emparán 1995; Jordan *et al.* 2001) (Figs. 1 y 2), secuencias predominantemente volcánicas del Plioceno inferior (5-4 Ma) desarrolladas a lo largo del eje cordillerano de hasta 1000 metros (Formación Cola de Zorro)

(Vergara y Muñoz 1982) y secuencias correspondientes a los diferentes centros efusivos del arco volcánico plioceno superior-cuaternario (Muñoz y Stern, 1988) (Fig. 1).

El episodio de sedimentación y subsidencia paleógeno hasta neógeno inferior está representado por una serie de cuencas independientes entre los 33°S y los 46°S (Dalla Salda y Franzese 1987; Spalletti y Dalla Salda 1996; Jordan *et al.* 2001), en posiciones de antearco, intra y retroarco. Al contrario, el episodio de subsidencia plioceno inferior, superpuesto a la estructura orogénica del ciclo anterior resultante de la inversión tectónica de la cuenca de Cura Mallín, está restringido a la zona del arco volcánico y limitado a una franja latitudinal entre 36° y 39°S (Vergara y Muñoz 1982).

La secuencia de 25 a 15 Ma, correspondiente a la cuenca de Cura Mallín, es clásicamente dividida en dos formaciones en la zona cordillerana. La más antigua posee un intervalo corto de duración de 25 a 22 Ma y es netamente sedimentaria (Oligoceno superior a Mioceno inferior) (Jordan *et al.* 2001); en algunos sectores posee niveles levemente diacrónicos más jóvenes del Mioceno medio (Suárez y Emparán 1995); está compuesta por secuencias acumuladas en medios continentales, predominantemente lacustres y es denominada Formación Cura Mallín (Niemeyer y Muñoz 1983). La más joven es una secuencia superior de más amplia duración y predominantemente volcánica denominada Formación Trapa-Trapa de 20-15 Ma (Niemeyer y Muñoz 1983).

Es de esperar que esta división no sea correlacionable debido a la alta variabilidad de la dinámica de los distintos depocentros continentales de intraarco, de bajísima conectividad e inclusive completamente diacrónicos tal como lo demuestran los diferentes rangos de edad de Jordan *et al.* (2001) y Suárez y Emparán (1995).

Las secuencias del Plioceno inferior, poseen una edad restringida a 5 y 4 Ma (Muñoz y Stern 1988; Linares *et al.* 1999) y se relacionan con enormes tasas de generación de magmas, anómalas para el arco volcánico, por lo menos durante el Neógeno. Los depocentros de esta unidad rondan en los 1200 metros de espesor como máximo (Niemeyer y Muñoz 1983), siendo éste extremadamente variable.

El arco volcánico cuaternario está representado por un volumen de material más moderado que el ciclo efusivo anterior, constituyendo dos generaciones de volcanes poligénicos. La más antigua posee edades entre 2,5 y 1 Ma (Muñoz y Stern 1988, Rovere 1993b) y la más joven menos de 1 Ma (Stern 1989; González Ferrán 1994). En ciertos casos la sucesión se encuentra apilada en un mismo centro volcánico como en el caso del volcán Callaqui a los 38°S en sector chileno (Moreno Roa y Lahsen Azar 1986), pero en la gran mayoría de los casos el frente volcánico se desplazó entre el Plioceno superior y Cuaternario y la secuencia pliocena superior-cuaternaria esta desmembrada en distintos centros.

Cuenca de Cura Mallín

Esta cuenca se desarrolla en la zona de intraarco correspondiente al arco volcánico oligoceno superior-mioceno y constituye una serie de depocentros parcialmente interconectados que se rellenaron con depósitos volcanoclásticos de ambientes lagunares y planicies intervolcánicas (Niemeyer y Muñoz 1983; Suárez y Emparán 1995).

Algunos de estos depocentros representan intervalos de alrededor de cómo máximo 5 a 3 millones de años de duración, entre el Oligoceno superior y el Mioceno inferior al norte de los 37°30' S (Jordan *et al.* 2001) y otros del Mioceno medio en la zona de Lonquimay en Chile, al sur de los 38°S (Suárez y Emparán 1995).

La sedimentación y las acumulaciones volcánicas de los distintos depocentros de la cuenca, aunque diacrónicamente, se desarrollan al sur de los 36°S entre los 25 y 15 millones de años principalmente y hasta los 8,5 millones de años (Jordan *et al.* 2001; Suárez y Emparán 1997).

La extensión longitudinal de la cuenca de Cura Mallín, es de oeste a este desde el batolito Nord Patagónico, hasta el pie de los altos basamentales de la cordillera del Viento y los afloramientos de la cuenca neuquina occidental (Fig. 1).

El basamento occidental de la cuenca corresponde a un batolito formado por intrusivos jurásicos y cretácicos (González Díaz 1982). El basamento oriental está representado por rocas carboníferas a pérmicas, secuencias del Jurásico inferior correspondientes a la cuenca neuquina y niveles volcanoclásticos y complejos intrusivos de la serie andesítica de 57 a 50 Ma (Ramos y Nullo 1993; Rovere 1993a, Jordan *et al.* 2001, Rovere *et al.* en prensa) y equivalentes correspondientes a un ciclo efusivo del Paleoceno superior-Eoceno.

De norte a sur, la secuencia paleógena de la cordillera está emparentada con acumulaciones volcánicas del Oligoceno superior-Mioceno inferior de los Andes Centrales tal como indican Jordan *et al.* (2001), acumuladas en cuencas de origen transtensional, agrupadas en un nombre informal de Formación Coyamachalí (Charrier *et al.* 1996; Godoy *et al.* 1999; Rivera y Cembrano 2000), que llegan hasta los 33°S. Hacia el sur se relaciona con cuencas extensionales independientes como las de Temuco, Osorno-Llanquihue (40°S) (Mc.Donough *et al.* 1997; Muñoz y Araneda, 2000), Collón Curá (40°S) (González Díaz y Nullo, 1980), Ñirihua (42°S) (Cazau *et al.* 1987; Dalla Salda y Franzese 1987; Spalletti y Dalla Salda 1996) y Traiguén (45°S) (Hervé *et al.* 1995) y probablemente la cuenca de río Mayo a los 45°S (Fig. 2).

La naturaleza extensional de la cuenca de intraarco a los 37°-38°S, ha sido finalmente verificada a través del análisis de líneas sísmicas correspondientes a su borde oriental, en el actual frente de la cordillera neuquina, en donde se observa el control por falla de los máximos espesores acumulados (Jordan *et al.* 2001). Este régimen extensional había sido supuesto indirectamente a partir

del estudio sedimentario de las características de su relleno y de la química de las unidades volcánicas (Dalla Salda y Franzese 1987; Suárez y Emparán 1995; Spalletti y Dalla Salda 1996), así como por Burns y Jordan (1999), por los volúmenes anómalos acumulados en cortos períodos de tiempo.

Inversión tectónica de la cuenca de Cura Mallín

En los lugares en donde la secuencia paleógena del Grupo Cura Mallín y las pilas volcanoclásticas superiores de la Formación Cola de Zorro son visibles en forma conjunta: una discordancia angular de dimensiones regionales las separa (Fig. 3).

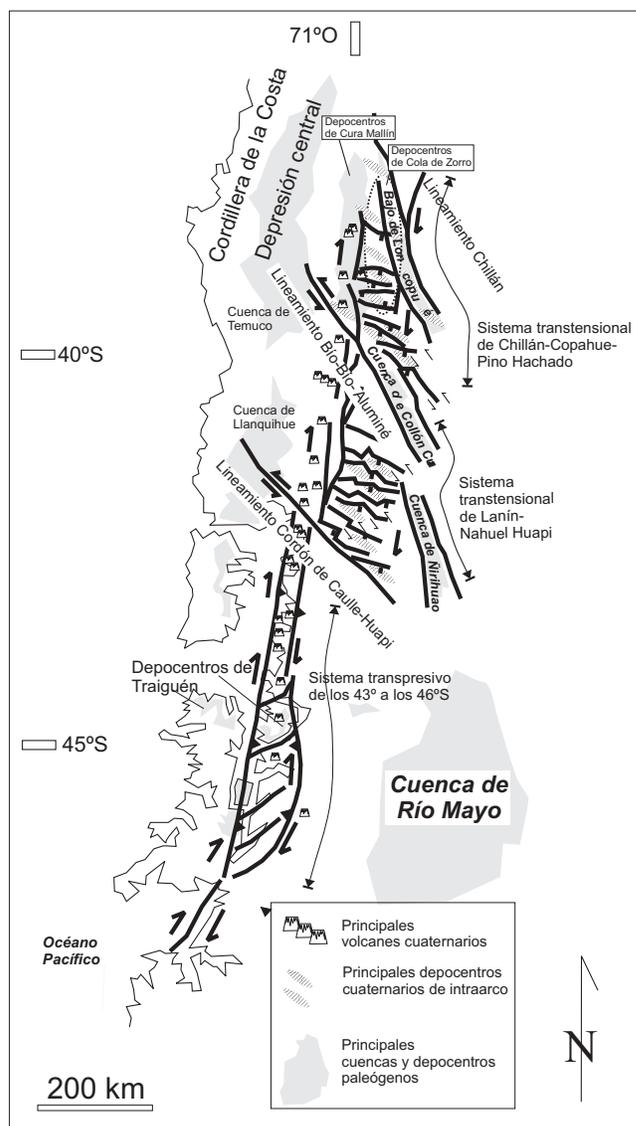


Figura 2: Sistema estructural de Lliquiñe-Ofqui; principales depocentros paleógenos y cuaternarios y desarrollo de los principales sistemas transtensionales. Basado parcialmente en Cembrano y Hervé (1993).



Figura 3: Relación de discordancia angular entre lavas de la Formación Cola de Zorro horizontales y sedimentitas continentales correspondientes a la cuenca de Cura Mallín, en la localidad de Trapa-Trapa en Chile. Su ubicación en un marco regional se expone en la figura 1.

La estructura plegada del Mioceno superior de los estratos de Cura Mallín, es sobreyacida por los estratos subhorizontales de la Formación Cola de Zorro (González -Ferrán y Vergara 1962; Vergara y Muñoz 1982) del Plioceno inferior (Figs. 3 y 4) y por los centros volcánicos cuaternarios (Figs. 2 y 3).

Adicionalmente Burns y Jordan (1999) definen las características de esta deformación prepliocena, como vinculadas a la inversión tectónica de fallas normales de edad oligocena superior, correspondientes a la cuenca de intraarco de Cura Mallín.

Al sur de esta zona de trabajo, en la cuenca jurásica de la zona de Lonquimay, al oeste del paso de Pino Hachado en el río Pino Solo (Chile), se encontraron secuencias turbidíticas someras de edad jurásica. Estas cabalgan a tobos de la Formación Mitrauquén correspondientes a los niveles superiores de la cuenca de Cura Mallín de 8,5 a 9,5 millones de años (Suárez y Emparán 1997; Radic *et al.* 2002). Esta edad da un tiempo mínimo del episodio de inversión tectónica de la cuenca, el cual podría haber empezado con anterioridad, tal como Burns y Jordan sugieren (Com. pers., 2001). Particularmente, Zapata *et al.* (2002) constatan un segundo pulso de deformación para 12 Ma en la faja plegada y corrida del Agrio, correspondiente al sector interno de la cuenca Neuquina a estas mismas latitudes. Este pulso es correlacionado por estos autores con una deformación registrada en las áreas vecinas hacia el norte, en el sur de la provincia de Mendoza, correspondiente al Deseadense (Mioceno inferior a medio: 18 a 12 Ma).

Estratigráficamente por encima, la Formación Cola de Zorro se apoya en discordancia fosilizando a la estructura imbricada del Mioceno superior. Por lo cual, si se extrapola este dato como la principal fase de inversión de la cuenca de Cura Mallín, la edad de formación del orógeno de Cura Mallín queda limitada entre 12 y 8 Ma. Este intervalo representa un lapso corto, que quizás con el estudio detallado de la secuencia de Cura Mallín y el hallazgo de discordancias internas en la secuencia, indique el último pulso importante de alzamiento orogénico de la zona.

En la cordillera del límite es posible identificar ciertas características geométricas propias de un orógeno producido por inversión tectónica.

A) Existen paneles con vergencias al oeste y al este bien definidas que se alternan de norte a sur a través de fallas que transfieren los rechazos de la estructura compresiva.

En particular, la traza del río Picunleo en su tramo inferior es un lineamiento plioceno superior a cuaternario que controla importantes variaciones de los espesores volcánicos de la Formación Cola de Zorro de norte a sur. Esta traza está controlada cerca de sus nacientes, por una falla de rumbo cercano a este-oeste que define cambios de vergencia de la estructura orogénica del Mioceno superior.

Hacia el norte del río Picunleo, la estructura compresiva está caracterizada por corrimientos que cortan hacia el este conformando un relieve superior a los 2000 metros que sólo localmente es coronado por la secuencia de

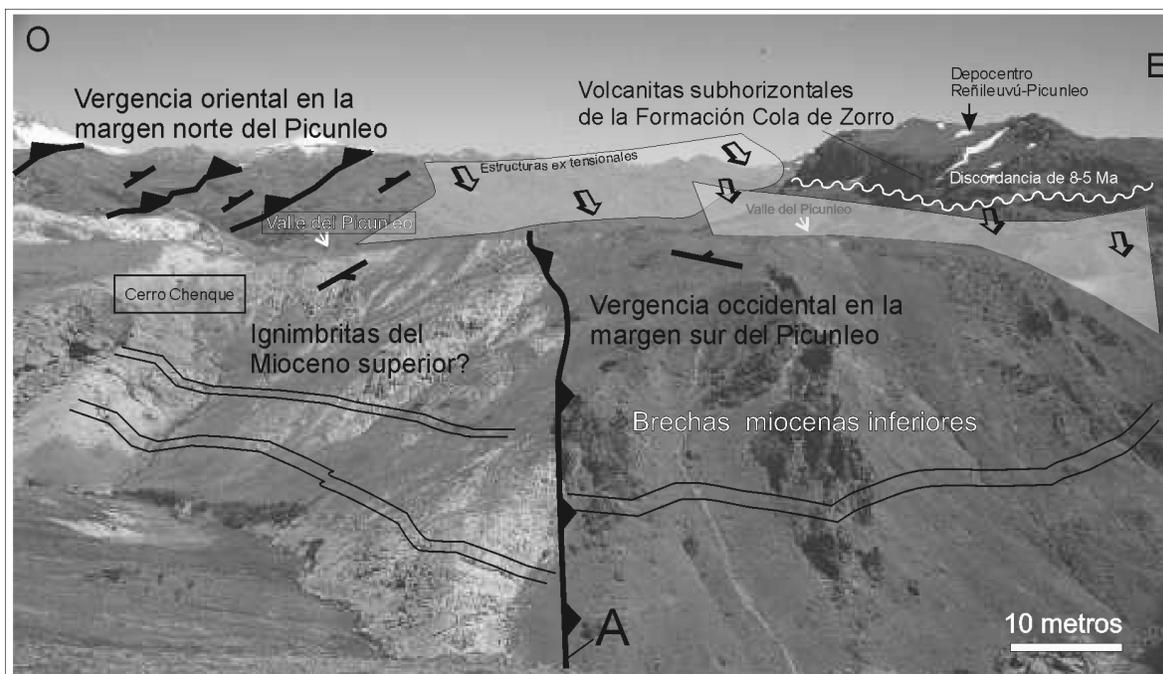


Figura 4: Vergencias opuestas a uno y otro lado del río Picunleo. A) Falla de alto ángulo en la margen sur del río que monta brechas volcánicas de la cuenca de Cura Mallín sobre ignimbritas miocenas.

la Formación Cola de Zorro (Fig. 4), este panel es referido como panel de Picunleo-Reñileuvú en referencia a la posición de un depocentro neógeno desarrollado inmediatamente hacia el oeste en el que se acumulan alrededor de 900 m de volcanitas pliocenas. Hacia el sur entre los ríos Picunleo y el valle de las Damas, el sistema de corrimientos corta hacia el oeste, en el denominado panel Picunleo-Río Damas (Figs. 4 y 5). En este caso no sabemos exactamente la extensión hacia el sur de este segmento vergente hacia el oeste, ya que al sur del río Damas se ubica un depocentro Plioceno a Cuaternario que sepulta regionalmente a la secuencia paleógena (Fig. 2).

En resumen, la traza del río Picunleo constituye una falla transversal al orógeno andino que probablemente ha controlado la polaridad de paneles extensionales durante la formación de la cuenca de intraarco de Cura Mallín en el Oligoceno superior-Mioceno inferior a estas latitudes y que ha constituido también una falla de transferencia de los rechazos de la estructura compresiva en el Mioceno superior delimitando paneles compresionales con vergencias opuestas (Figs. 4 y 5). Posteriormente en el Plioceno inferior a Cuaternario esta estructura se reactivó con una componente extensional, tal como se verá en la sección siguiente, acomodando importantes volúmenes de la Formación Cola de Zorro hacia el norte.

B) Otra probable evidencia superficial de inversión tectónica, se encuentra al sur del río Picunleo, en la zona del cerro Chenque, donde es posible identificar la traza de un corrimiento a lo largo de unos 5 km que corta hacia el oeste secuencia abajo del labio colgante, montando sobre un plano basal. Esta geometría es típica de fallas

inversas que cortan secuencias contenidas en cubetas extensionales, donde los depósitos han sufrido basculación, conformando corrimientos fuera de secuencia que cortan rocas previamente deformadas de la estructura de grábenes (*out of graben thrust*; Mc Clay y Buchanan 1992) (Fig. 5). Cabe aclarar sin embargo que también podría tratarse de un corrimiento fuera de secuencia con respecto a la estructura compresiva vergente hacia el oeste, pero dada la presencia de importante estructuración de basamento por inversión tectónica de estructuras extensionales develada por Zapata *et al.* (1999) y Jordan *et al.* (2001), se asume que se trata de un corrimiento que corta el relleno de un hemigraben.

Cuenca de Cola de Zorro

Esta unidad está compuesta principalmente por brechas volcánicas en la zona cordillerana y por lavas en la vertiente oriental de la cordillera neuquina. Se desarrolla entre los 36° y los 39°S aproximadamente y posee una edad que ronda entre los 5 y 4,5 millones de años (Suárez y Emparán 1997) (Figs. 6, 7 y 8).

Previamente secuencias volcánicas de 2,5 millones de años a más jóvenes, correspondientes a centros poligénicos o centros resurgentes en calderas, habían sido reunidos en el ciclo correspondiente a Cola de Zorro (Vergara y Muñoz 1982). Sin embargo alrededor de los 2 millones de años, una serie de cuencas de intraarco se abren en la cordillera entre los 37° y los 39°S, controlando un nuevo ciclo efusivo de 1,5 millones de años a más joven, independiente del anterior que en muchos casos

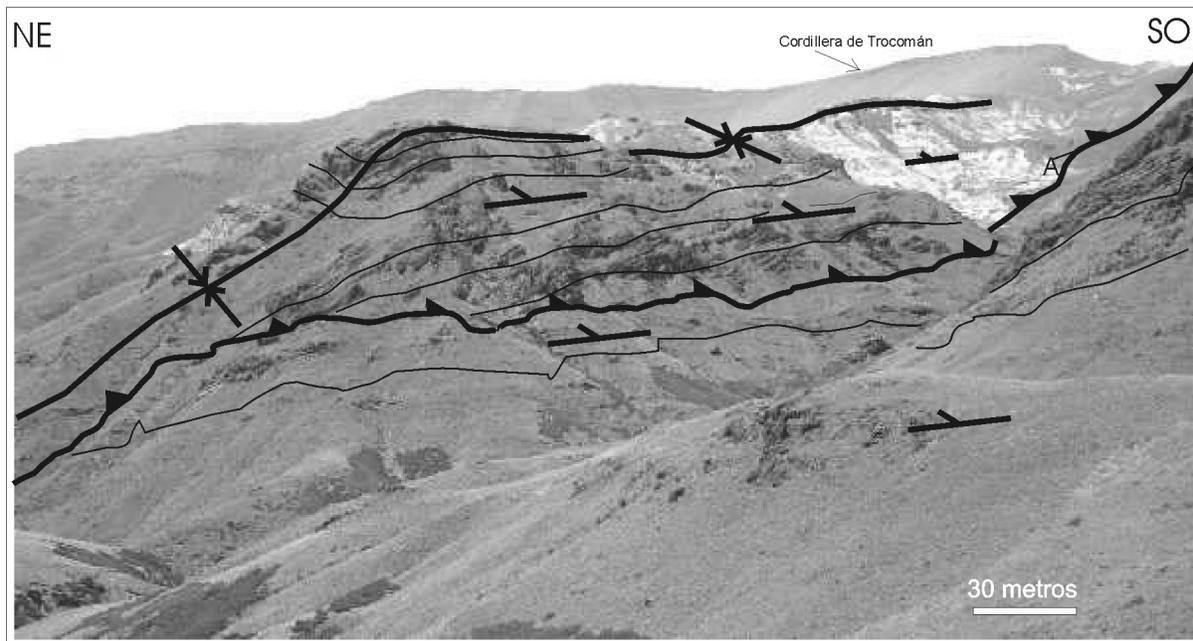


Figura 5: Vergencia hacia el oeste de la deformación de Cura Mallín, al sur del río Picunleo. A) Corrimiento fuera de secuencia del sector occidental de la cuenca.

posee como basamento a las secuencias de la Formación Cola de Zorro. Las estimaciones iniciales acerca de los volúmenes de esta unidad del Plioceno inferior han sido considerablemente reducidas a partir de su reevaluación (Suárez y Vergara 1997).

Estrictamente la Formación Cola de Zorro comprende rocas efusivas, en gran proporción de naturaleza explosiva, que constituyeron secuencias horizontales que se plegaron por la topografía orogénica. Estas secuencias volcánicas fueron alimentadas por sistemas de diques que se relacionan a un ciclo efusivo posterior a la inversión de la cuenca de Cura Mallín (8 Ma) y que cortan la estructura compresiva, anterior a la apertura de las últimas cuencas de intraarco a lo largo del eje andino (2,5-1,6 Ma, según Linares *et al.* 1999) (Fig. 5).

Una falla que corre a lo largo del río Picunleo controla hacia el norte un importante depocentro de la cuenca de Cola de Zorro, en el cual se acumularon hasta 800 m de lavas y brechas volcánicas subhorizontales a basculadas por la estructura extensional que la controla, la cual ha seguido operando con posterioridad a su acumulación probablemente en el Cuaternario (Ramos y Folguera 1998; Yagupsky y Folguera 2001) (Fig. 6).

Al sur de este depocentro se extiende la cordillera de Trocomán, la cual va desde el valle de las Damas, hasta el río Picunleo y que constituye un alto basamental de la cuenca del Plioceno inferior. Este está limitado por estructuras extensionales latitudinales que separan al sur de los 38°S los depocentros del valle de Las Damas-la caldera del Agrío, del de los ríos Picunleo-Reñileuvú y más al norte un depocentro que se ubica al norte del río Lileo (Figs. 1 y 6). Este alto estructural es coincidente con un segmento del orógeno de Cura Mallín correspon-

diente a un panel vergente hacia el oeste (Fig. 7).

En aquellos sitios donde se desarrollan los máximos espesores de la Formación Cola de Zorro, la secuencia plegada de Cura Mallín se encuentra bajo el nivel de erosión de los ríos cordilleranos o a una cota inferior a los 1300 m, o no aflora, lo cual sugiere su colapso en forma previa o durante el tiempo de acumulación de Cola de Zorro (Fig. 6).

Esta es la situación en la región adyacente a lo largo del río Picunleo en su margen norte, en la cual se llegaron a medir espesores de Cola de Zorro de hasta 800-900 metros (Figs. 7 y 8) depositados sobre una discordancia angular a una cota de 1300 m a lo largo de casi todo el perfil del río y en la cual, al desaparecer abruptamente la secuencia pliocena cerca del límite internacional, la estructura plegada se eleva hasta los 2000 m representando restos del orógeno original no colapsados o parcialmente colapsados.

Se han hallado discordancias de varios kilómetros de extensión dentro de la secuencia volcánica, las cuales sugieren basculamiento de bloques según planos extensionales activos durante la acumulación de los productos pliocenos. Se observan en el río Picunleo y hacia el sur, en la cuenca cuaternaria del Agrío a lo largo del bajo de Trolope, lo cual atestigua el carácter sinextensional de las acumulaciones de 5 millones de años (Figs. 7 y 8). La rotación de la secuencia a través de fallas normales ha seguido operando en tiempos recientes, ya que importantes bloques de más de 10 kilómetros, medidos perpendicularmente a su rumbo (Figs. 6 y 7) con inclinaciones de hasta 10-15°, se asocian a lineamientos y escarpas con expresión morfológica cuaternaria tal como se verá en la sección siguiente (Fig. 8).

Extensión en el Cuaternario

Existen evidencias para postular en la cordillera entre los 37° y los 38°S el desarrollo de estructuras de colapso en tiempos cuaternarios, debido a rasgos morfológicos asociados a escarpas de fallas normales. Un ejemplo de éstas es la falla del río de la Laguna al norte del

río Picunleo, con rellenos parciales de sedimentos cuaternarios (Fig. 7), que produce el basculamiento de un bloque de más de 10 km en dirección perpendicular a su rumbo (Figs. 6, 7 y 8).

De esta manera verificamos la existencia de extensión con expresión morfológica reciente superpuesta a las secuencias de la Formación Cola de Zorro. En el caso pun-

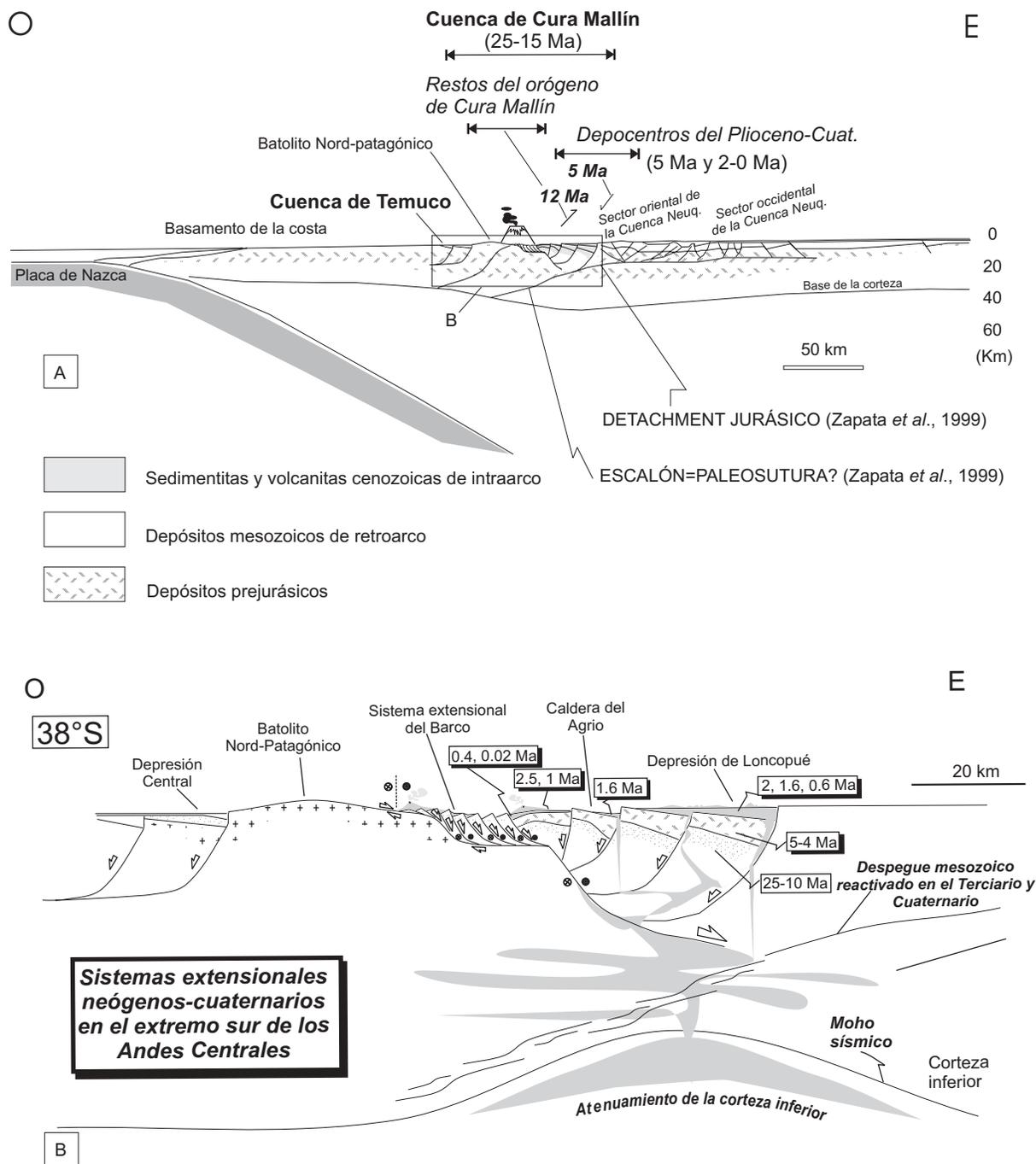


Figura 6: A, Corte estructural de la cordillera neuquina, donde se representan los remanentes del orógeno de Cura Mallín, la cuenca extensional pliocena inferior de Cola de Zorro, los depocentros extensionales del Cuaternario. Las edades entre paréntesis corresponden a las edades de los sucesivos rellenos tafrogénicos, mientras que las edades en *italica* corresponden a la edad asumida para el fallamiento. Basado en Ramos (1999) y Zapata *et al.* (1999). B, Sistema extensional de la cordillera neuquina. Las edades de los depocentros están tomadas de dataciones de los productos del arco volcánico obtenidas por González Ferrán (1994) y Linares *et al.* (1999).

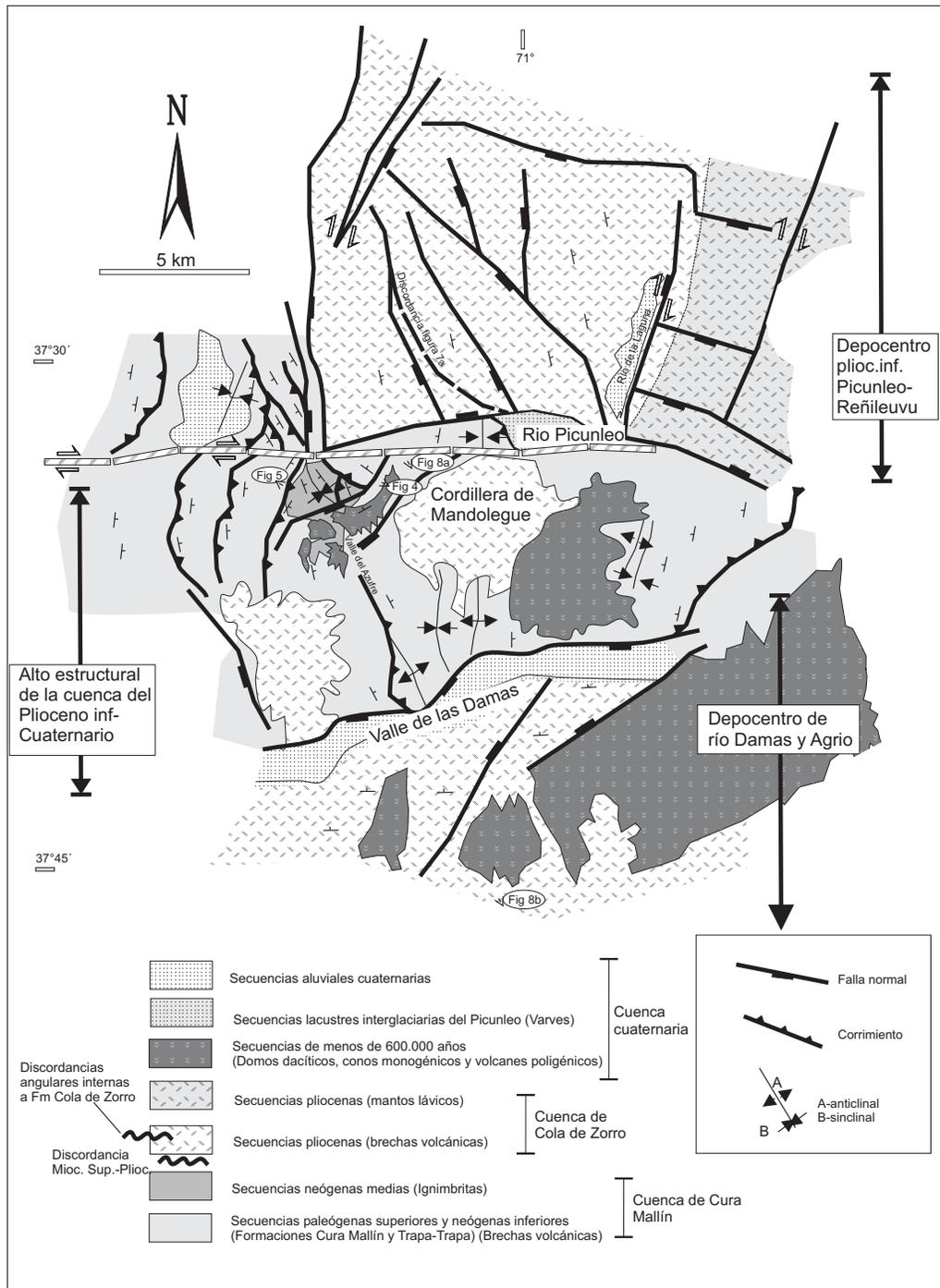


Figura 7: Mapa geológico del sistema transtensional desarrollado entre el río Picunleo y el bajo de Trolope, en donde se representan las principales estructuras desarrolladas en el Oligoceno superior, Mioceno superior, Plioceno inferior y Cuaternario. Su ubicación se indica en la figura 1.

tual del depocentro plioceno inferior de Picunleo-Reñileuvú, vemos que éste se encuentra afectado por estructuración posterior al ciclo efusivo de Cola de Zorro, abriéndose parcialmente un nuevo depocentro que coincide espacialmente con el anterior (Fig. 7), en el cual se desarrollan una serie de hemigrábenes colapsados hacia el oeste.

Se observan escarpas de intraarco pliocena

superior a cuaternaria del Agrio, edad definida hasta el momento por los rellenos más viejos, que se han identificado en esta depresión (Linares *et al.* 1999) y por el hemigraben del valle de las Damas, relleno con sedimentos aluviales, lavas y complejos dómicos de 600.000 años (Linares *et al.* 1999) (Fig. 7). Estas controlan las áreas de sedimentación actual y las principales vías de efusión volcánicas.

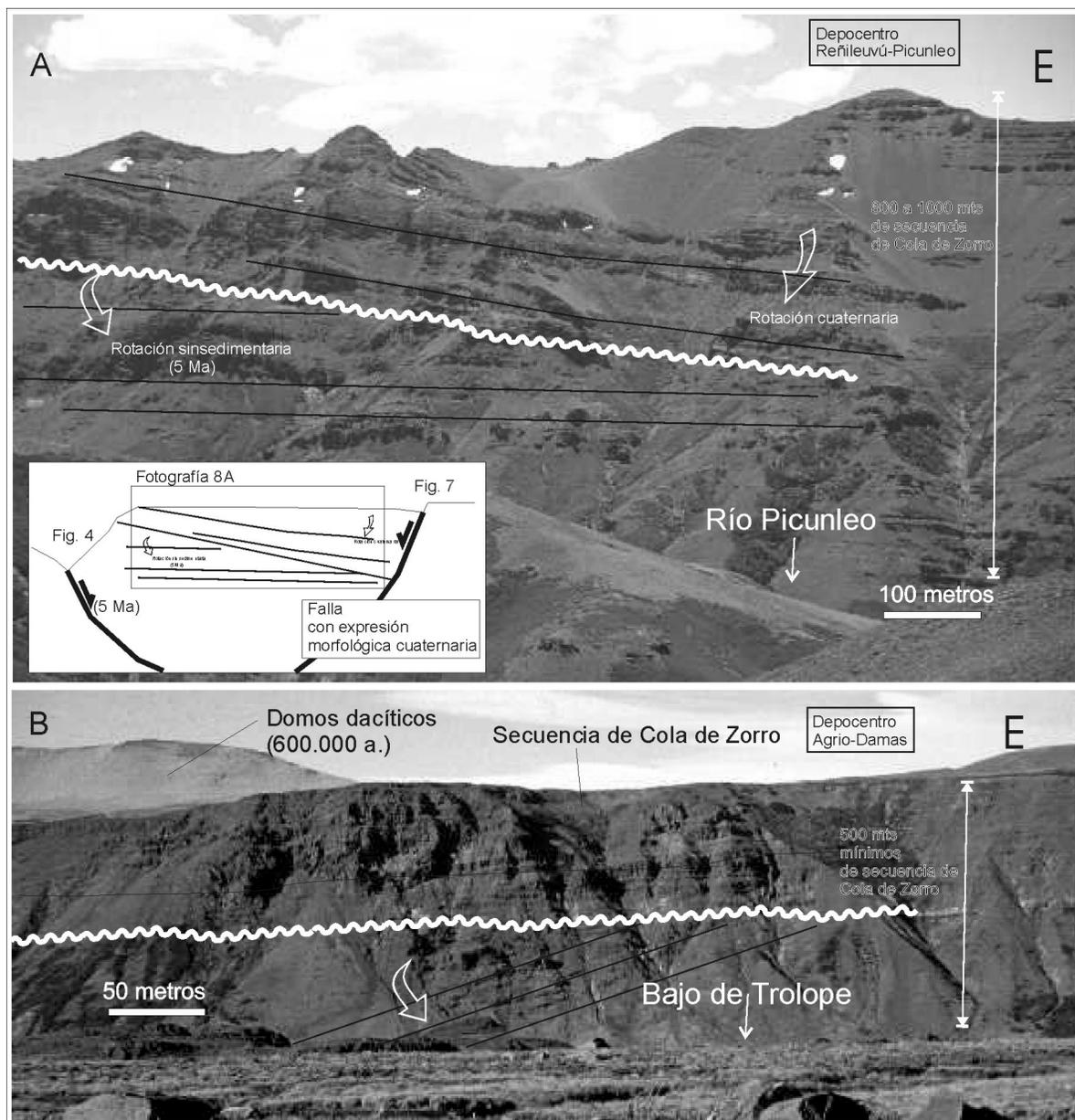


Figura 8: Discordancias en la Formación Cola de Zorro al norte del río Picunleo (a) y en la pared norte de la caldera del Agrio en el bajo de Trolope, al sur de la zona de trabajo (b).

El episodio de extensión cuaternario parece constituir parte del ciclo completo que comenzó con la acumulación de las volcanitas de la Formación Cola de Zorro hace 5 millones de años y entre las cuales no ha existido levantamiento orogénico.

Los mecanismos que conforman las cuencas de intraarco cuaternarias, y probablemente las pliocenas, están relacionados con la actividad del segmento norte de la zona de falla de Liquiñe-Ofqui (Fig. 2) (López Escobar *et al.*, 1995; Folguera y Rovere 2000; Folguera y Ramos 2000; Melnick y Folguera 2001, Melnick *et al.* 2002), en el cual se desarrollan dos grandes sectores que concentran transtensión cuaternaria.

El más austral, interpretado a partir del análisis de imá-

genes satelitarias, se desarrolla entre el lago Nahuel Huapi y el volcán Lanín entre los 40° y los 42°S aproximadamente y está delimitado por dos grandes estructuras noroeste: la del Caille-Nahuel Huapi (González Díaz y Nullo 1980; Luis Lara, Com. Pers. 2001) y la de Villarrica-Lanín. Más al norte se conforma otro segmento que concentra transtensión entre la zona de Pino Hachado y el volcán Chillán (37°-39°S), entre dos lineamientos noroeste regionales, el de Bío-Bío-Aluminé y Chillán al norte, del cual el sistema transtensional que se desarrolla entre el río Picunleo y el volcán Copahue-bajo de Trolope es parte (Figs. 2 y 7).

El evento de extensión cuaternario no posee una precisa continuidad temporal con el del Plioceno inferior,

ya que las lavas basales del relleno del hemigraben de Trollope en la caldera del Agrio, que constituyen el relleno inicial de esta estructura extensional, tienen 1,6 millones de años (Linares *et al.* 1999). Las coladas y brechas volcánicas de la Formación Cola de Zorro poseen edades no menores a 2,5 millones de años (Linares *et al.* 1999) y mayoritariamente se ubican entre 4,5 y 5 Ma y corresponden al basamento de los depocentros extensionales cuaternarios. Esto permite establecer un hiato entre los dos eventos volcánicos (Fig. 6). Sin embargo el hiato es corto y no se descarta que nuevas dataciones demuestren cierta continuidad temporal, al menos en algunos sectores de la cuenca.

Sin embargo una distinción más categórica entre los depocentros pliocenos y cuaternarios es establecida por la distribución de las principales zonas de subsidencia. Los depocentros principales asociados al episodio de extensión cuaternaria sólo localmente coinciden con aquellos de Plioceno inferior tal el caso del depocentro Picunleo-Reñileuvú (Fig. 7), ubicándose preferentemente las principales fosas cuaternarias, tales como la depresión de Loncopué y la de Andacollo, al este de los máximos espesores de la Formación Cola de Zorro (Figs. 1, 7 y 9) (Ramos 1977). Otras subcuencas menores se desarrollan en la zona cordillerana, principalmente en la forma de una serie de depocentros cuadrangulares de decenas de kilómetros de lado de origen transtensional, tal como los depocentros cuadrangulares de la caldera del Agrio y al norte de Lileo (Folguera y Ramos 2000) (Figs. 2, 7 y 9).

Topográficamente las cuencas longitudinales de Loncopué y Andacollo, generadas inmediatamente por detrás del arco, se desarrollan a menores alturas que las cuencas de la zona del arco, denotando mayor subsidencia en tiempos recientes, probablemente delimitando el eje de mayor extensión en el Cuaternario por de-

trás del arco volcánico (Ramos 1977, Ramos 1998).

De esta forma la posición de los principales depocentros cuaternarios difiere de aquella de los principales depocentros del Plioceno inferior, los cuales se asocian a la traza del arco. Los más recientes, menores a 2 millones de años se desarrollan en una faja a unos 30-40 km al este del frente volcánico y subordinadamente en depocentros menores, tal como la caldera del Agrio y el depocentro desarrollado entre Reñileuvú y Picunleo, en la zona del arco (Figs. 7 y 9).

El relleno neógeno del hemigraben de Loncopué, está compuesto por una secuencia equiparable a Cola de Zorro con edades entre 5 y 2,5 Ma, que afloran inmediatamente al oeste en el borde oriental de la caldera del Agrio (Fig. 7) (Folguera *et al.* 2002 b). A éstos le sigue un relleno de 1,6 Ma, cuyas bocas de emisión se encuentran en la caldera del Agrio inmediatamente al oeste, específicamente en el bajo de Trollope. La secuencia culmina con una generación de conos más jóvenes cuaternarios pre-glaciares (González Díaz, Com. Pers. 2001). Sin embargo dado el paralelismo entre estructuras individualizadas en el sector interno de la cuenca Neuquina y lineamientos neógenos que controlan depocentros del Plioceno en el área cordillerana (Folguera *et al.* 2002 a), probablemente el relleno original del hemigraben de Loncopué sea Paleógeno-Neógeno inferior (Ramos 1977) y quizás también Mesozoico tal como había sido sugerido anteriormente (Ramos 1998).

En ciertos casos los rellenos pliocenos y cuaternarios se superponen, especialmente en los depocentros más orientales. Sin embargo el área que concentra extensión cuaternaria es más reducida que la del Plioceno inferior (Figs. 1 y 9).

Por estos motivos suponemos que el pulso de extensión cuaternario, si bien no está separado por un ciclo de

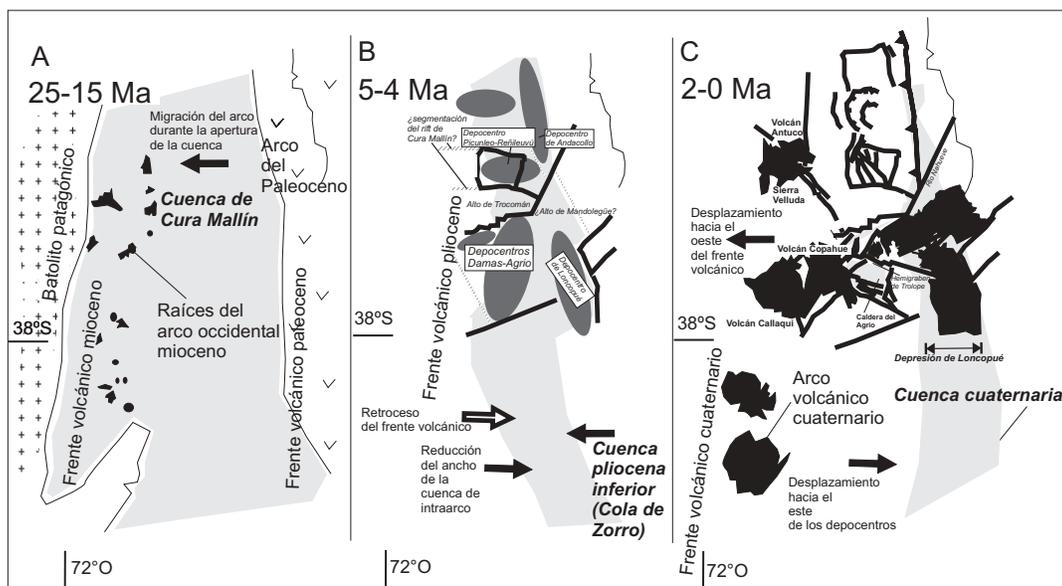


Figura 9: Ubicación de los distintos frentes volcánicos y de las cuencas de intraarco durante el Paleógeno superior y Neógeno-Cuaternario.

levantamiento orogénico del evento extensional del Plioceno inferior, puede ser diferenciado del anterior desde un punto de vista temporal y sobre todo espacial.

Desplazamiento del frente volcánico durante el Terciario y Cuaternario

Dependiendo del lapso de tiempo considerado, especialmente al promediar grandes lapsos, se puede determinar la migración resultante del frente volcánico para ciertos momentos discretos.

El primer salto hacia la trinchera de este frente se establece entre el Paleógeno inferior y el Neógeno inferior (Ramos 1998), entre el frente constituido por la serie andesítica del Paleoceno-Eoceno y el frente de intrusivos miocenos correspondientes a la cuenca de Cura Mallín que constituyen apófisis orientales del principal cuerpo del batolito nord patagónico.

Cabe aclarar que la dispersión de los intrusivos miocenos es amplia y se extiende hacia la cuenca neuquina, necesiéndose más precisiones radimétricas para entender la dinámica magmática de este período. Sin embargo si consideramos el frente magmático del Mioceno en relación al del Paleógeno inferior, correspondiente al frente definido por la serie andesítica, se registra un salto hacia la trinchera del mismo (Figs. 9 y 10).

Posteriormente entre el Mioceno superior y el Plioceno, el frente magmático permanece relativamente estacionario, con una leve migración hacia el este. De todas formas, más evidente resulta el extraordinario angostamiento de la faja magmática en este lapso de tiempo (promediando el Mioceno superior y el Plioceno inferior), ya que los frentes magmáticos son a gran escala coincidentes espacialmente (Figs. 9 y 10).

Posteriormente, entre el Plioceno superior y el Cuaternario, se registra una última y pequeña migración del frente volcánico hacia el oeste (Muñoz y Stern 1988; Muñoz y Stern 1989; Stern 1989). De esta forma el arco volcánico cuaternario tiene como basamento a las secuencias paleógenas de la cuenca de Cura Mallín y al batolito nord patagónico, quedando los depocentros de la Formación de Cola de Zorro hacia el este del mismo, correspondientes al arco volcánico plioceno inferior (Figs. 9 y 10).

Discusión y conclusiones

Tres cuencas se superponen en los últimos 25 millones de años, separadas las dos primeras por un importante pulso de inversión tectónica que ocurrió hace aproximadamente 8 millones de años y que conformó una cordillera de más de dos mil metros de altura (Figs. 9 y 10).

La primera de esas cuencas corresponde a la cuenca de intraarco de Cura Mallín, desarrollada principalmente entre el Oligoceno superior al Mioceno inferior, inclusive por sectores hasta el Mioceno medio. Esta cuenca se emparenta con otra serie de cuencas que poseen posiciones de ante y retroarco, definiendo un evento extensional regional para los Andes Centrales Australes y Andes Patagónicos (Dalla Salda y Franzese 1987; Spalletti y Dalla Salda 1996; Jordan *et al.* 2001).

El segundo evento de subsidencia en la cordillera neuquina corresponde a la cuenca de Cola de Zorro y se genera principalmente a lo largo del Plioceno inferior. A diferencia del episodio anterior, esta cuenca se encuentra restringida a un segmento cordillerano de 36° a 39°S y parece ligarse espacialmente a la estructura orogénica relativa a la última fase de inversión de la cuenca de Cura Mallín, a partir del relajamiento extensional de la misma, al menos en su segmento más austral (37°30' - 39°S).

La tercera fase extensional comienza a generarse hace 2,5-1,6 millones de años y reutiliza en forma parcial estructuras correspondientes al ciclo de colapso del Plioceno inferior, sin embargo sus principales depocentros se ubican al oriente de los anteriores, inmediatamente por detrás del arco volcánico. Una serie de depocentros menos importantes, en cuanto al colapso topográfico alcanzado de la estructura compresiva del Mioceno superior, se desarrolla en la zona del arco y permite estudiar las características de los rellenos iniciales de este evento extensional, así como conocer con exactitud su inicio.

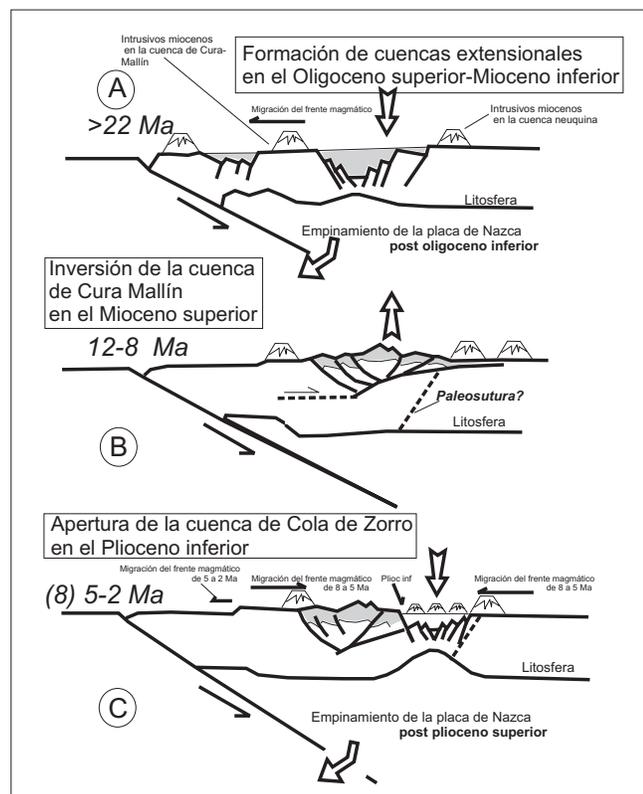


Figura 10: Esquema en el que se muestra la recurrencia en la formación de cuencas de intraarco en los últimos 25 millones de años, en relación a la dinámica del frente volcánico.

La extensión ocurrida hace 5 millones de años, que dio origen a la formación de los depocentros de Cola de Zorro, provocó el colapso del arco y del retroarco hundiendo la estructura orogénica del Mioceno superior y definiendo la topografía cuaternaria. La Formación Cola de Zorro entre los 37°30' y 39°S es una unidad postorogénica formada a partir del colapso del orógeno de Cura Mallín formado hace por lo menos 8 millones de años. Este episodio extensional utiliza viejas estructuras correspondientes a un estadio de *rift* anterior que posibilitó la acumulación de la secuencia de Cura Mallín en el Oligoceno superior-Mioceno inferior, específicamente fallas que transferían la polaridad de paneles extensionales durante el desarrollo del *rift* paleógeno, tal como la falla que corre a lo largo del río Picunleo. La distribución de la Formación Cola de Zorro entre los 36° y los 39°S, probablemente refleje entonces la zona de colapso del orógeno en el Plioceno inferior.

Los altos basamentales correspondientes a la cuenca del Plioceno inferior-Cuaternario constituyen restos del orógeno producto de la inversión tectónica de la cuenca de Cura Mallín, relativamente no perturbados desde su formación, los cuales muestran evidencias de controles basamentales en los diseños de la estructura compresiva.

Las estructuras más recientes que controlan los límites latitudinales de las cuencas de intraarco entre los 37° y los 38°S, como los ríos Reñileuvú, Lileo, Picunleo, el valle de las Damas y el bajo de Trolope (Figs. 1 y 7), se comportan durante el Plioceno inferior al Cuaternario extensionalmente (Folguera y Ramos 2000), controlando las vías de efusión de rocas volcánicas y delimitando las variaciones de espesor de unidades de la Formación Cola de Zorro, a partir de la generación de depocentros.

Estas estructuras no fueron generadas por un campo tensional primario actuante sobre un medio isótropo, sino que representan reactivaciones de estructuras del Mioceno superior correspondientes a fallas que transferían los rechazos de paneles con vergencia opuesta en el orógeno de Cura Mallín. Estas estructuras habrían probablemente representado fallas de transferencia de rumbo que controlaban los cambios de polaridad de distintos segmentos de la cuenca extensional, durante la apertura de la cuenca de intraarco de Cura Mallín en el Oligoceno superior-Mioceno inferior (Figs. 4 y 7).

Esta franja latitudinal se corresponde con la extensión aproximada de una cuenca mesozoica, la cuenca Neuquina occidental, la cual se extiende por debajo de las cuencas volcánicas terciarias desde la vertiente este de la cordillera en Argentina hasta la oeste en la zona del arco volcánico en Chile (Fig. 1).

Los controles de basamento de la cuenca Neuquina, podrían haber controlado las estructuras que definieron el *rift* de Cura Mallín en el Paleógeno superior tal como fuera sugerido por Zapata *et al.* (1999) y las estructuras que provocaron su colapso orogénico en el Plioceno inferior, delimitando la zona de colapso a la de un zócalo

previamente fracturado en el Mesozoico.

De esta forma ciertas características reológicas del segmento de los Andes Neuquinos, explicarían la tendencia a experimentar episodios de colapso extensional y la delimitación del mismo a una parte del orógeno.

De todas maneras las causas motoras del colapso de esta estructura orogénica entre 36° y 39°S quedan aún por ser definidas. Hipotéticamente proponemos cambios en las condiciones de contorno del sistema subductivo, puntualmente reorganizaciones en la interacción entre el sistema de placas pacíficas y Sudamericana que alterara las condiciones críticas de sustentación de la estructura orogénica recientemente creada entre 8 y 5 Ma en este segmento andino, tal como proponen Tebbens y Cande (1997) para cambios en el estado de deformación del arco de subducción Pacífico asiático.

Puntualmente la migración del punto triple entre las placas de Nazca, Antártica y Pacífica hace 10 millones de años y una segunda migración hace 5 millones de años, se correlacionan ajustadamente con la inversión de la cuenca de Cura Mallín, primeramente entre 10-8 Ma y luego con el colapso estructural del orógeno propuesto, alrededor de 5 Ma (Folguera *et al.* 2002 c) (Fig. 11).

En otro plano, la historia de acortamiento cuantificada del orógeno andino a estas latitudes, puede haber sido subestimada debido en parte a la contribución no contada del acortamiento de la cuenca de Cura Mallín hace 8 millones de años, en los sectores internos del orógeno andino y básicamente debido al adelgazamiento extensional de la corteza inferior durante la fase extensiva del Plioceno inferior. Esta situación no posibilita una correcta correlación entre espesor cortical y la historia de acortamiento superficial, existiendo incertidumbre acerca del espesor orogénico original hace 8 Ma.

Por último un marco coherente con la recurrencia en el desarrollo de cuencas de intraarco, se relaciona con la particularidad de la definición de cuatro frentes volcánicos en la cordillera neuquina a grandes escalas de tiempo: paleoceno-eoceno, oligoceno superior-mioceno inferior, plioceno inferior, plioceno superior-cuaternario, los cuales anteceden o coexisten con las tres cuencas de intraarco documentadas: oligocena superior-miocena inferior, pliocena inferior, cuaternaria. Básicamente cuatro frentes volcánicos bien definidos y tres episodios de desarrollo de cuencas de intraarco, cuya ubicación y desarrollo están controlados por la migración hacia la trinchera de los mismos, promediando grandes lapsos de tiempo (Fig. 10).

Este paralelismo entre las diferentes posiciones del arco y las cuencas extensionales desarrolladas, encontraría explicación en la existencia de pulsos discretos de empujamiento de la placa de Nazca, que generarían el salto de los sucesivos frentes de deshidratación de la placa subducida hacia la trinchera y los consecuentes colapsos documentados por sucesiva pérdida de sustentación de la litósfera continental y por lo tanto del orógeno andino en este segmento.

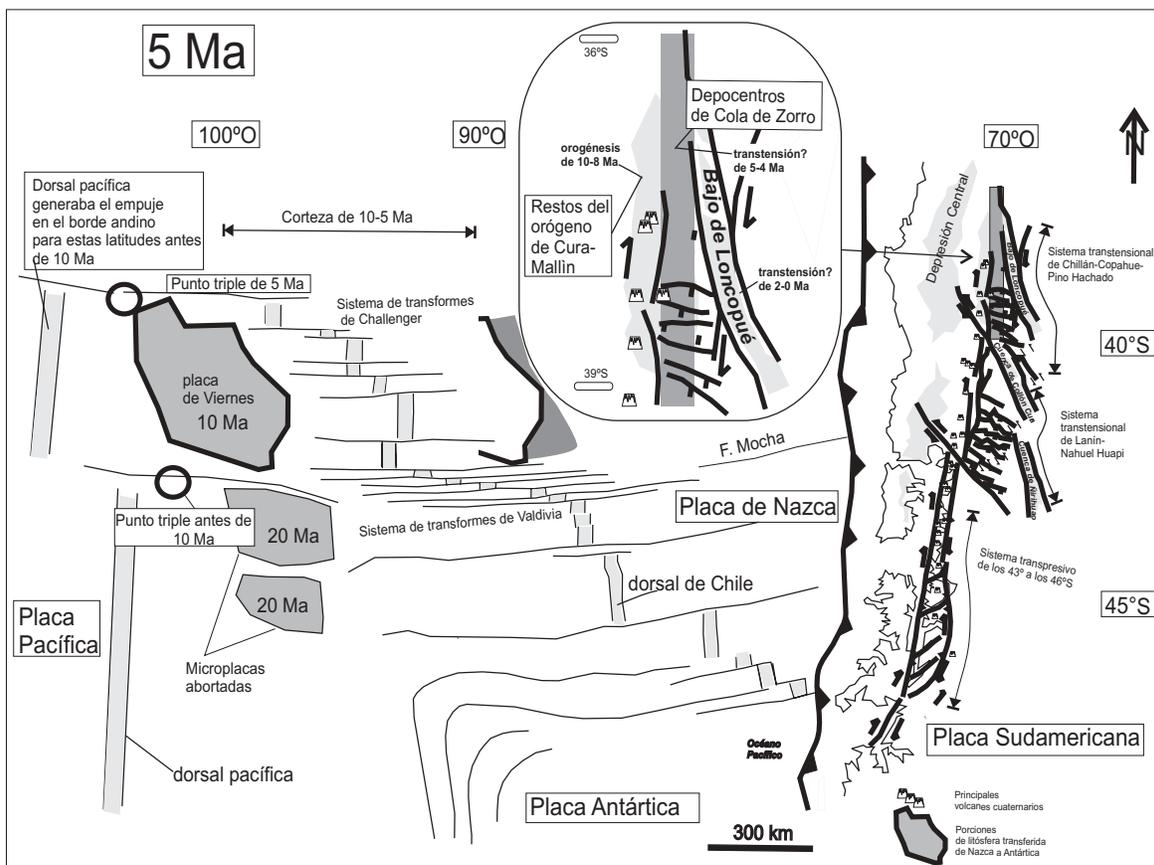


Figura 11: Interacción entre las placas Pacífica, de Nazca, Antártica y Sudamericana para el Plioceno inferior y migración del punto triple entre las placas oceánicas en los últimos 10 millones de años y principales unidades geológicas de la cordillera neuquina. Modificado de Tebbens y Cande (1997).

Agradecimientos

Se agradece especialmente a los revisores del trabajo, por las críticas y aportes, quienes indujeron a reanalizar numerosos conceptos y a ser planteados con mayor claridad.

La logística de campo fue suministrada por la Dirección Provincial de Minería de Neuquén durante la fase de los trabajos de campo y por Segemar en el marco del relevamiento de la Hoja Geológica Andacollo durante la fase de reconocimiento general (Servicio Nacional de Geología y Minería Argentino). Las fotos aéreas e imágenes satelitarias fueron facilitadas por Segemar. El presente trabajo está realizado en el marco del proyecto “Tectónica andina en el segmento de subducción normal 33°-38°S” (PIP 4162). Se agradece especialmente la discusión a Luis Lara (Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile) y al Dr. Emilio González Díaz y Patricia Sruoga (Servicio Nacional de Geología y Minería Argentino), a Michael Ort y a Pablo Leal (Universidad de Buenos Aires) por la lectura crítica del manuscrito. La hospitalidad en la zona de la cordillera del límite a los veraneadores: familia Jara de la zona de Chos Malal y Pereyra de Chorriaca.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Burns, W. and Jordan, T., 1999. Extension in the Southern Andes as evidenced by an Oligo-Miocene age intra-arc basin. *Actas 4° International Symposium Andean Geodynamics*: 115-118, Goettingen.
- Cazau, L., Mancini, C., Cangini, J. y Spalletti, L., 1987. En: G. Chebli y L. Spalletti (Ed.): *Cuencas Sedimentarias de Argentina*. Cuenca de Ñirihua. Serie de Correlación Geológica, 6: 299-318, Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán.
- Cembrano, J. and Hervé, F., 1993. The Liquiñe Ofqui fault zone: a major Cenozoic strike-slip duplex in the southern Andes. *International Symposium of Andean Geodynamics, Extended Abstracts*, 2: 175-178. Oxford.
- Cembrano, J., Schermer, E., Lavenue, A. and Sanhueza, A., 2000. Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the LOFZ fault zone, southern Chilean Andes. *Tectonophysics*, 319: 129-149.
- Charrier, R., Wyss, A., Flynn, J., Swisher III, C., Norell, M., Zapatta, F., Mc Kenna, M., Novacek, M., 1996. New evidence for late Mesozoic–Early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinguiririca Valley (35°S), central Chile. *Journal of Southamerican Earth Sciences*, 9: 393–422.
- Dalla Salda, L. y Franzese, J., 1987. Las megaestructuras del Macizo y Cordillera Norpatagónica y la génesis de las cuencas volcánico-sedimentarias terciarias. *Revista Geológica de Chile*, 31: 3-13.

- De la Cruz, R. y Suárez, M., 1997. El Jurásico de la Cuenca Neuquina en Lonquimay, Chile: Formación Nacientes del Bío Bío (38°-39°S). *Revista Geológica de Chile* 24 (1): 3-24.
- Dewey, J. and Lamb, S., 1992. Active tectonics of the Andes. *Tectonophysics*, 205: 79-95.
- Folguera, A. y Ramos, V., 2000. Control estructural del volcán Copahue (38°S-71°O): implicancias tectónicas para el arco volcánico cuaternario (36°S-39°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55 (3): 229-244.
- Folguera, A. y Rovere, E., 2000. Tectónica Neógena en los Andes Neuquinos. *Actas 9° Congreso Geológico Chileno*, 2, Simposio Nacional 2: 201-204. Puerto Varas.
- Folguera, A., Melnick, D., Radic, J., Iaffa, D. and Ramos, V.A., 2002a. 37° to 39°S intra-arc basin in the Southern Central Andes-Cenozoic activity of western Neuquén basin-. *Actas 7° Congreso Internacional de Ciencias de la Tierra. Simposio Internacional «Interacciones entre los volcanes y sus basamentos y los riesgos geológicos relacionados»*. Electronic Files. Santiago de Chile.
- Folguera, A., Ramos, V.A., Melnick, D., 2002 b. Partición de la deformación en la zona del arco volcánico de los Andes neuquinos (36°-39°S) en los últimos 30 millones de años. *Revista Geológica de Chile*, 29 (2): 227-240.
- Folguera, A., Yagupsky, D., Melnick, D., 2002 c. Formación de la Cuenca de Cola de Zorro (5 Ma), Cordillera Neuquina- X° Región. Origen y emplazamiento del volcanismo plioceno inferior entre 36° y 39°S. *Actas 15° Congreso Geológico Argentino. Archivos Electrónicos. El Calafate*.
- Godoy, E., Yañez, G., Vera, E., 1999. Inversion of an Oligocene volcano tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: First seismic and gravity evidences. *Tectonophysics*, 306: 217-236.
- González Díaz, E., 1982. Chronological zonation of granitic plutonism in the Northern Patagonian Andes of Argentina: The migration of intrusive cycles. *Earth Science Reviews*, 18: 365-393.
- González Díaz, E. y Nullo, F., 1980. Cordillera Neuquina. En: Turner, J.C.M. (Ed): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 2: 1099-1147, Córdoba.
- González Ferrán, O., 1994. Volcanes de Chile, Instituto Geográfico Militar. 1-640. Santiago.
- González-Ferrán, O. y Vergara, M., 1962. Reconocimiento geológico de la cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud sur. Universidad de Chile, Instituto de Geología, Publicaciones, 24, 119p.
- Hervé, F., Pankhurst, R.J., Drake, R. and Beck, M.E., 1995. Pillow basalts in a mid-tertiary extensional basin adjacent to the Liquiñe Ofqui fault zone: The Isla Magdalena area, Aysén, Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 8 (1): 33-46.
- Jordan, T., Burns, W., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S. and Mpodozis, C., 2001. Extension and basin formation in the Southern Andes caused by increased convergence rate: A Mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, 20 (3): 308-324.
- Lavenu, A. and Cembrano, J., 1999. Compressional and transpressional stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intraarc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology*, 21: 1669-1691.
- Linares E., Ostera, H.A. y Mas, L., 1999. Cronología Potasio-Argón del complejo efusivo Copahue – Caviahue, Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54 (3): 240-247, Buenos Aires.
- López Escobar, L., Cembrano, J. y Moreno, H., 1995. Geochemistry and Tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37°-46°S). *Revista Geológica de Chile*, 22 (2): 219-234.
- Mc Clay, K.R. and Buchanan, P.G., 1992. Thrusts faults in inverted extensional basins. In: Mc Clay (Ed.) *Thrust tectonics*: 93-105. Chapman and Hall. 446 p.
- McDonough, M., Duhart, P. y Crignola, P., 1997. Naturaleza del alzamiento del basamento costero y la apertura de la cuenca de Osorno-Llanquihue, X Región: Nuevos antecedentes sísmicos y observaciones de terreno. *Actas 8° Congreso Geológico Chileno*, 1-1: 164-168.
- Melnick, D. y Folguera, A., 2001. Geología del Complejo volcánico Copahue-Caldera del Agrio, un sistema transtensional activo desde el Plioceno en la transición de los Andes Patagónicos a los Andes Centrales (38°S-71°O). *Actas 10° Congreso Latinoamericano de Geología. Archivos Electrónicos. Montevideo*.
- Melnick, D., Folguera, A., Rosenau, M., Echtler, H. and Potent, S., 2002. Tectonics from the Northern segment of the Liquiñe-Ofqui fault system (37°-39°S), Patagonian Andes. *Actas 5° International Symposium of Andean Geodynamics*: 413-416. Toulouse.
- Moreno Roa, H. y Lahsen Azar, A., 1986. El volcán Callaqui: ejemplo de volcanismo fisural en los Andes del Sur. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42 (1-2): 1-8.
- Muñoz, J. y Araneda, M., 2000. Extensión cortical en el Oligoceno-Mioceno entre los 39° y los 42°S región de los lagos Chile: Antecedentes geológicos y geofísicos. *Actas 9° Congreso Geológico Chileno*, 2, Simposio Internacional 2: 609-612. Puerto Varas.
- Muñoz, J. and 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 Science*, 1 (2): 147-161.
- Muñoz, J. and Stern, C., 1989. Alkaline magmatism within the segment 38°-39°S of the Plio-Quaternary volcanic belt of the Southern South American continental margin. *Journal of Geophysical Research*, 94: 4545-4560.
- Niemeyer H. y Muñoz, J., 1983. Geología de la Hoja 57 laguna de la Laja, Región del Bío Bío. 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile. Boletín 57, 52 p., Santiago.
- Radic, J., Rojas, L., Carpinelli, A. y Zurita, E., 2002. Evolución tectónica de la Cuenca Terciaria de Cura Mallín, región cordillerana chileno-argentina (36°30'-39°S). *Actas 15° Congreso Geológico Argentino*, 3: 233-237. El Calafate.
- Ramos, V.A., 1977. Estructura. Roller E.O. (Ed.), En *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, Relatorio 7° Congreso Geológico Argentino: 9-24.
- Ramos, V.A., 1998. Estructura del sector occidental de la faja plegada y corrida del Agrio, Cuenca Neuquina Argentina. *Actas 10° Congreso Latinoamericano de Geología*, 10(2): 105-110. Buenos Aires.
- Ramos, V.A., 1999. Rasgos estructurales del Territorio Argentino. *Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales* 29 (24): 715-784. Buenos Aires.
- Ramos, V.A. y Folguera, A., 1998. Extensión cenozoica en la Cordillera Neuquina. *Actas 4° Congreso de exploración y desarrollo de hidrocarburos*, 2: 661-664, Mar del Plata.
- Ramos, V.A. y Nullo, F., 1993. El volcanismo de arco cenozoico. En *Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio I* (12): 149-160, Buenos Aires.
- Rivera, O.M. y Cembrano, J., 2000. Modelo de formación de cuencas volcano-tectónicas en zonas de transferencia oblicuas a la cadena andina: El caso de las cuencas oligo-miocenas de Chile Central y su relación con estructuras NWW-NW (33°-34°30'). *Actas 9° Congreso Geológico Chileno*, 2, Simposio internacional No. 2: 631-636.
- Rovere, E., 1993 a. K/Ar ages of Magmatic rocks and Geochemical variations of volcanics from South Andes (37° to 37°15'S-71°W). *Abstract of Volcanologic Society of Japan*, 2: 107.
- Rovere, E., 1993 b. Geochemical variations in plio-pleistocene volcanics, South Andes (37°-37°15'-71°W L). *International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior, General Assembly. Abstract*: 93, Canberra.

- Rovere, E., Leanza, H., Hugo, C., Casselli, A., Tourn, S. y Folguera, A. Hoja Geológica Andacollo. En prensa. Servicio Nacional de Geología y Minería. Buenos Aires.
- Spalletti, L. and Dalla Salda, L., 1996. A pull apart volcanic related Tertiary basin, an example from the Patagonian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 9 (3-4): 197-206.
- Stern, C., 1989. Pliocene to present migration of the volcanic front, Andean Southern Volcanic Front. *Revista Geológica de Chile*, 16 (2): 145-162, Santiago.
- Suárez, M. and Emparán, C., 1995. The stratigraphy, geochronology and paleogeography of a Miocene fresh water interarc basin, southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(1): 17-31.
- Suárez, M. y Emparán, C., 1997. Hoja Curacautín. Regiones de la Araucanía y del Bío Bío, escala 1:250.000, Carta Geológica de Chile, No. 71. Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile 105 p., Santiago.
- Tebbens, S. and Cande, S., 1997. Southeast Pacific tectonic evolution from early Oligocene to Present. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 102, No. B6: 12,061-12,084.
- Vergara, M. y Muñoz, J., 1982. La Formación Cola de Zorro en la Alta cordillera Andina Chilena (36°-39°S), sus características petrográficas y petrológicas: Una revisión. *Revista Geológica de Chile*, 17: 31-46.
- Yagupsky, D. y Folguera, A., 2001. Cuenca de intraarco de Cola de Zorro. Cordillera Neuquina (36°-39°S). Simposio de Tectónica de cuencas extensionales. San Luis.
- Zapata, T., Brissón, I. and Dzelalija, F., 1999. The role of basement in the Andean fold and thrust belt of the Neuquén Basin. *Thrust Tectonics. Abstracts: 122-124*. London.
- Zapata, T., Córscico, S., Dzelajica, F., Zamora, G., 2002. La faja plegada y corrida del Agrio: Análisis estructural y su relación con los estratos terciarios de la Cuenca Neuquina Argentina. *Actas 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Archivos Electrónicos*. Mar del Plata.

Recibido: 18 de abril, 2001

Aceptado: 10 de diciembre, 2002