

# Control estructural en el desarrollo de una concentración anómala de calderas en los Andes de Neuquén: Complejo Volcánico Pino Hachado (38°30' S y 71°O)

Cynthia TUNSTALL Y Andrés FOLGUERA

Laboratorio de Tectónica Andina, Departamento de Geología, Universidad de Buenos Aires, CONICET.  
Email: c\_tunstall@gl.fcen.uba.ar

**RESUMEN.** Uno de los complejos volcánicos más importantes de los Andes del Sur se desarrolló durante los últimos 5 Ma y está ubicado a los 38°30'S próximo a la divisoria de aguas. Este se caracteriza por la presencia de calderas y complejos dómicos los cuales están amalgamados en un *plateau* volcánico de 50 x 50 kilómetros. El emplazamiento de estos cuerpos está asociado con la actividad pliocena-cuaternaria de una de las ramificaciones hacia el área de retroarco del Sistema de Fallas de Liquiñe-Ofqui. Sin embargo, la coincidencia entre la geometría cuadrangular de las calderas y los controles lineares del volcanismo monogenético, con la estructura interpretada a partir del análisis de la información magnetométrica sugiere un mecanismo de efusión en el retroarco asociado a la reactivación de la estructura del basamento. La interpretación estructural basada en datos aeromagnéticos regionales constituye una buena aproximación para determinar la segmentación del basamento durante las sucesivas fases de atenuamiento cortical en la región. De esta forma la geometría final y la distribución del complejo volcánico de Pino Hachado (38°30'S-71°O), aunque relacionadas con la tectónica pliocena-cuaternaria, serían reflejo de la estructura de los depocentros jurásico-miocenos enterrados bajo espesas secuencias neógenas en el área limítrofe.

**Palabras clave:** Caldera, Pino Hachado, Complejo volcánico, Falla Liquiñe-Ofqui, Andes Australes.

**ABSTRACT.** *Structural control on the development of an anomalous concentration of calderas in the Neuquén Andes: Pino Hachado volcanic complex (38°30'S-71°W).* One of the most important concentrations of volcanic complexes in the entire Southern Andes, developed during the last 5 Ma, is present at 38°30'S next to the drainage divide. These volcanic features, formed calderas and domitic complexes which have been amalgamated in a volcanic plateau of 50 x 50 kilometers. Its origin is associated with young activity of one of the branches of the northern intra-arc Liquiñe-Ofqui fault system, as widespread Plio-Quaternary faulting is developed east of the volcanic arc. Moreover, quadrangular geometries in the volcanic complexes, as well as widespread linear controls in fissural monogenetic fields, suggest that additional mechanisms, linked to basement structure, have defined the emplacement of such big volumes of magmas. Aeromagnetic data constitute a first approach to determine basement segmentation active in the region during ancient phases of crustal attenuation. Therefore, final geometry and distribution of the Pino Hachado volcanic complex (38°30'S-71°W), even though related to Plio-Quaternary tectonics at the arc zone, are deeply influenced by basement structure.

**Key words:** Caldera, Pino Hachado, Volcanic complex, Liquiñe-Ofqui Fault, Southern Andes.

## Introducción

El desarrollo de grandes complejos caldéricos durante los últimos cinco millones de años ha sido un evento frecuente en la parte sur de los Andes Centrales correspondiente a los Andes de Neuquén (Fig. 1). Entre estos complejos caldéricos se encuentran los de Pino Hachado: 1,6-1,4 Ma, Muñoz 1988; la caldera del Agrío: 2,5-0,8 Ma, González Ferrán 1994, Linares *et al.* 1999, Melnick *et al.* 2005; Palao 5-3 Ma, Llambías *et al.* 1978; Bobadilla 0,3 Ma, Hildreth 1991; VarvarCo, González Ferrán 1994; Domuyo 2,5 Ma, Miranda 1996 y por último la de Trohunco 3,2 Ma, Miranda *et al.*, 2006. Para explicar su geometría y distribución se ha propuesto: a) controles de basamento (Folguera y Ramos 2000) relativos a las dos

principales fases extensionales registradas en el retroarco neuquino, la del Jurásico inferior (Vergani *et al.* 1995; Ramos 1998; Zapata *et al.* 1999) y la del Oligoceno superior (Suárez y Emparán 1997; Jordan *et al.* 2001; Zapata y Folguera 2006); y b) la generación de cuencas transtensionales superpuestas a la estructura compresiva andina en respuesta a inflexiones en los principales sistemas de fallas que acomodan desplazamiento de rumbo en la zona del arco volcánico (Ramos y Folguera 1999, Melnick *et al.* 2002, 2005).

Estos complejos de calderas se encuentran sistemáticamente al este del frente volcánico actual (Fig. 2) sobre la vertiente oriental de la cordillera o sobre las divisorias de aguas. Contrariamente, el frente volcánico actual se ubica casi enteramente en la vertiente occidental de la



**Figura 1:** Ubicación del área de estudio en los Andes de Neuquén.

cordillera a las latitudes de Neuquén, con las únicas excepciones de los volcanes Lanín y Copahue que forman parte de la línea divisoria de aguas (Fig. 2). La ubicación del frente volcánico actual está controlada por una zona estrecha de pocas decenas de kilómetros de ancho que concentra la deformación actual y la zona más importante de sismicidad cortical al sur de los 38°S (Fig. 2) (39°-46°S) (Lavenu y Cembrano, 1999). Este sistema de fallas, conocido en la literatura como sistema de falla de Liquiñe-Ofqui (Hervé 1976, Lavenu y Cembrano 1999), ha sido activo desde el Mioceno superior, sin embargo se ha superpuesto a una amplia zona de cataclastitas del Cretácico medio a superior (Cembrano 2002). Estas fallas han acomodado magnitudes variables de desplazamiento dextral paralelo a la trinchera durante los últimos 12 millones de años, impuesto por la convergencia oblicua relativa entre las placas de Nazca y Sudamérica (Fig. 2), tiempo durante el cual el retroarco se deformaba perpendicularmente al borde de placa en la faja plegada y corrida neuquina.

Este sistema de fallas es relativamente lineal, con una

orientación regional NNE a lo largo de unos 1.000 kilómetros de extensión, entre los 46°30' y los 38°S. Sin embargo una serie de ramas de orientación NE se proyectan desde el arco volcánico hacia el retroarco a lo largo de toda su extensión, cruzando reiteradamente la zona de divisoria de aguas (Fig. 2) (Haller 1981, Lavenu y Cembrano 1999, Thomson *et al.* 2002, Folguera *et al.* 2002, Melnick *et al.* 2002, Lara *et al.* 2001). Este proceso se hace particularmente importante en el extremo norte del sistema, en cercanías de los 40°S, inmediatamente antes de su desaparición (Fig. 2). Allí tres sistemas de fallas abandonan el arco volcánico proyectándose hacia la vertiente oriental de los Andes: de norte a sur, la rama Callaqui-Mandolegüe, cuyos efectos han sido descritos en Folguera *et al.* 2004, la de Hualcupén y la de Pino Hachado (Tunstall *et al.* 2005). Sus efectos potenciales en relación al desarrollo de estructuras recientes y emplazamiento magmático en la zona del retroarco, han sido también analizados por Lara *et al.* 2001 y Melnick *et al.* 2002.

La caldera de Pino Hachado es parte de una serie de formas subcuadrangulares determinadas por estos juegos principales de fallas, al este del arco volcánico cuaternario, que afectan a rocas principalmente del Plioceno inferior (Tunstall 2005, Tunstall *et al.* 2005). En la zona aparecen numerosos lineamientos asociados a escarpas con expresión morfológica reciente y de orientación promedio N60°E y N60°O, desarrollados inmediatamente al este del sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui (Fig. 2).

El complejo caldérico de Pino Hachado (Tunstall *et al.* 2005), que comprende la caldera de Pino Hachado, es probablemente la mayor concentración de calderas y centros resurgentes de la parte sur de los Andes Centrales entre los 36° y los 40°S (Figs. 2 y 3). Esta aglomeración de centros volcánicos se ubica en el extremo oriental de la rama Pino Hachado sobre la zona de divisoria de aguas (Fig. 2).

Si bien en estudios previos no se ha contabilizado en forma exacta la cantidad de centros correspondientes a este complejo volcánico, la caldera de Pino Hachado ha recibido particular atención debido a su mejor desarrollo morfológico. Su posición oriental con respecto al frente volcánico ha sido explicada en forma contrastante como a) relativa a expansiones excepcionales del arco volcánico a estas latitudes en el Plioceno superior-Pleistoceno inferior (Lara *et al.* 2006), o como b) determinada por fenómenos transtensionales relativos a inflexiones en la rama Pino Hachado, tal como lo atestiguarían escarpas de fallas de orientación NE desarrolladas sobre un amplio *plateau* plioceno (Figs. 2 y 3) (Tunstall *et al.* 2005). Sin embargo la geometría exacta de los sistemas de fracturas y fallas que controlan el emplazamiento magmático en este sector no había sido estudiada en detalle. Tampoco se había prestado atención a su relación con los elementos estructurales vecinos tales como la serie de depocentros del Jurásico inferior invertidos en la parte interna de la faja plegada y corrida del Agrío ubicada hacia el este (Fig. 2) (Vergani *et al.* 1995, Ramos, 1998, Zapata *et al.* 1999, 2002) y la cuenca extensional de Cura Mallín (25-17 Ma) sobre la cual se desarrollan estos centros volcánicos (Suárez y Emparán 1995).

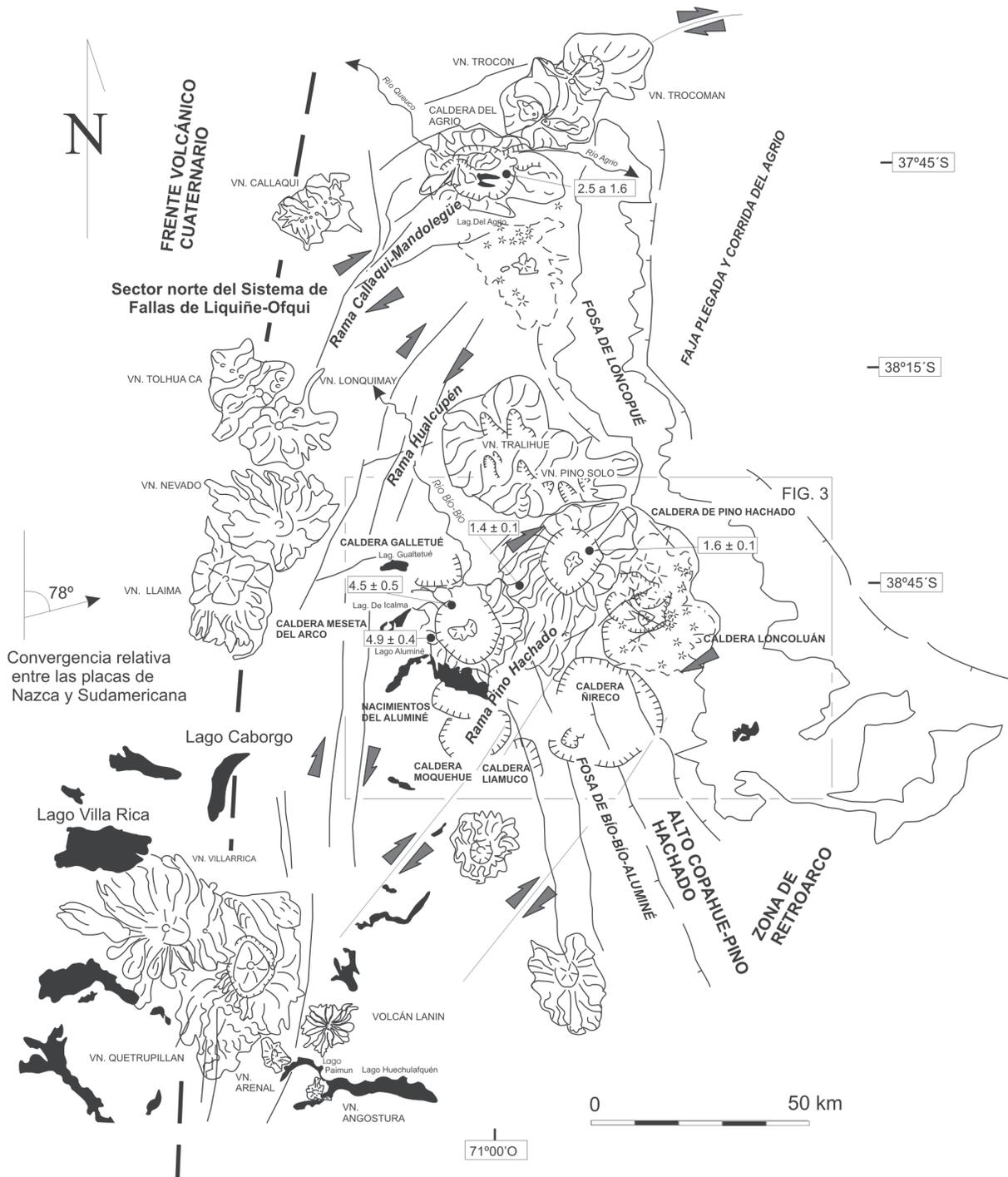
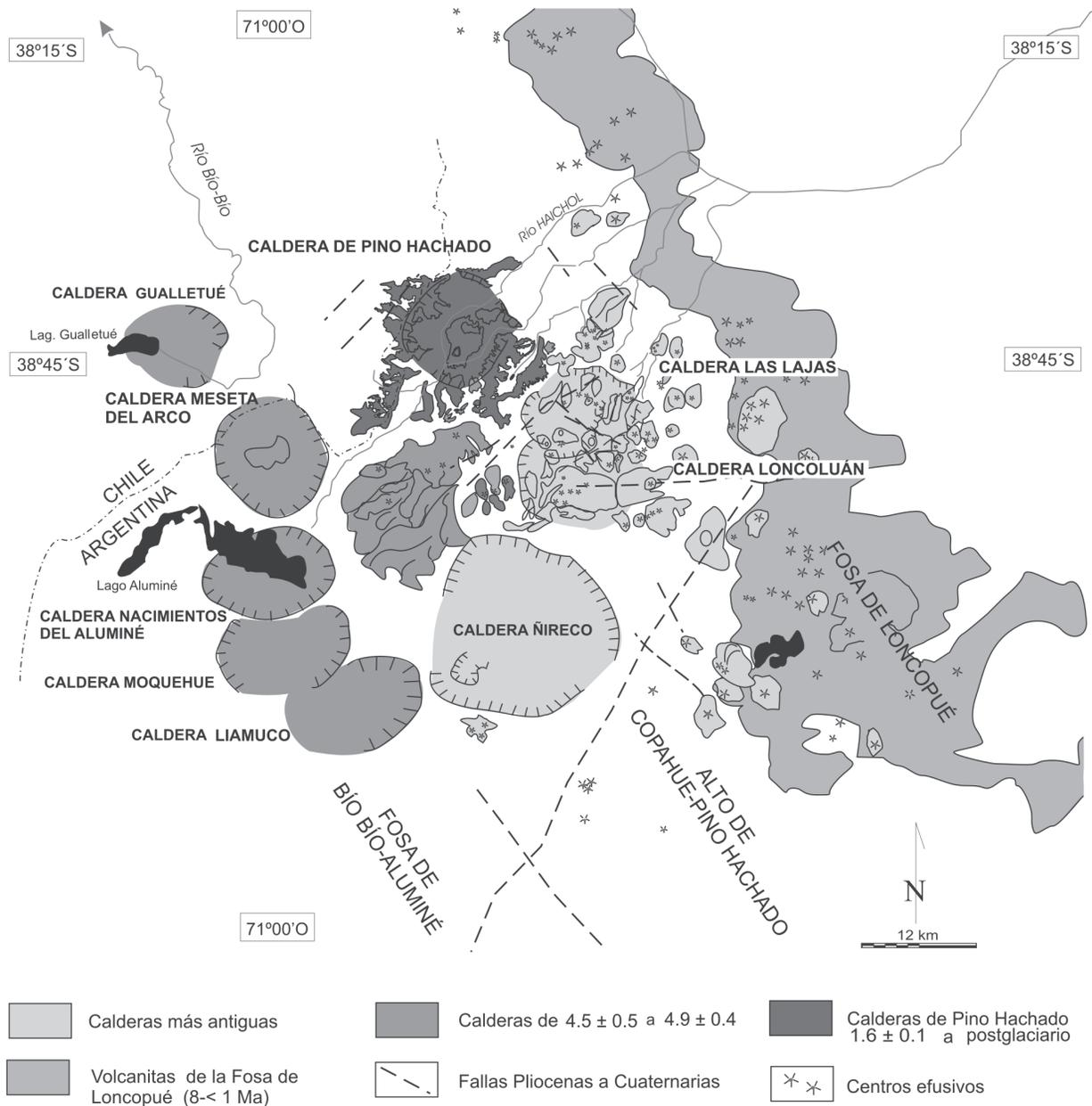


Figura 2: Esquema que representa la relación existente entre los volcanes que forman parte del frente volcánico cuaternario entre los 37°30' y los 40°S y los complejos volcánicos desarrollados en el sector del retroarco, así como las principales estructuras de la zona (basado en González Ferrán 1994, Lavenu y Cembrano 1999, Tunstall, 2005, Tunstall et al. 2005).

Dado que los centros volcánicos cuaternarios se asientan sobre un amplio *plateau*, conformado por las secuencias subhorizontales del Plioceno inferior, que cubre ampliamente la región y sobre escasos asomos de las secuencias paleógenas (Tunstall 2005), los controles potenciales por parte de la estructura de basamento no pueden ser di-

rectamente observados. El análisis de la información aeromagnetométrica disponible en la zona, tendiente a identificar las principales fallas que involucran el basamento en el subsuelo y su comparación con la geología aflorante, ha permitido realizar un análisis acerca de los controles existentes en esta zona.



**Figura 3:** Geología del complejo volcánico Pino Hachado y calderas asociadas. Nótese las dos orientaciones predominantes NE y NO de los distintos juegos de fallas que afectan el *plateau* volcánico plioceno sobre el cual se asientan los diferentes centros efusivos.

### Evolución tectónica del área

El basamento sobre el cual se asienta el complejo volcánico de Pino Hachado (Figs. 2 y 3) está integrado por sedimentitas marinas del Jurásico inferior que afloran en el sector chileno adyacente, sobre las cuales se apoyan en discordancia angular secuencias sedimentarias y volcánicas del Mioceno medio a superior y secuencias volcánicas a volcánicas del Plioceno inferior (Suárez y Emparán 1995, 1997). Tanto las secuencias del Jurásico inferior (Estratos del Bío Bío; De la Cruz y Suárez 1997), como las del Oligoceno superior-Mioceno inferior (Formación Cura Mallín; Niemeyer y Muñoz 1983) y las del Plioceno

inferior (Formación Cola de Zorro; González y Vergara 1962), estuvieron asociadas a etapas de extensión bien constatadas durante los tiempos de su acumulación. Las sucesiones del Triásico superior y del Jurásico inferior integran en la vertiente argentina de la cordillera el pre-Cuyo y el Grupo Cuyo, tal como se las conoce en el mundo petrolero. En el análisis de líneas sísmicas ubicadas hacia el este, en el sector interno de la faja plegada y corrida del Agrio (Fig. 2), estas secuencias muestran un fuerte control de sus principales espesores por parte de fallas normales (Vergani *et al.* 1995, Ramos 1998, Mosquera y Ramos 2005, 2006). De forma equivalente, las sedimentitas del Oligoceno superior-Mioceno inferior

pertencen a la cuenca de Cura Mallín, una cuenca extensional conformada en la zona de intraarco, cuya naturaleza ha sido constatada a partir de estudios gravimétricos y sísmicos en ambas vertientes de la cordillera (Vergara *et al.* 1997, Jordan *et al.* 2001, Radic *et al.* 2002). Finalmente las secuencias del Plioceno inferior han constituido otra cuenca extensional que ha ocupado posiciones de intra y retroarco (Folguera *et al.* 2003). Sus principales depocentros están controlados por fallas normales que afectan a la estructura compresiva formada en el Mioceno superior a partir de la inversión de la cuenca de Cura Mallín (Zapata y Folguera 2006).

El basamento de las secuencias pliocenas-cuaternarias en la zona de divisoria de aguas sobre la que se asienta el complejo de Pino Hachado (Pesce 1989), está compuesto por rocas jurásicas a miocenas, y ha sido exhumado entre los 8 y 7 Ma a través de un conjunto de fallas con vergencia hacia el oeste, que definen una serie de rasgos positivos de orientación NNO (García Morabito y Folguera 2005). Estas estructuras se han relacionado con el emplazamiento de un gran número de centros volcánicos pleistocenos inferiores entre los cuales se encuentra la caldera de Pino Hachado (Muñoz y Stern 1985, 1988, Lara y Folguera 2006). De esta manera la zona limítrofe conforma un bloque positivo que está limitado hacia el oeste por la falla de Bio-Bío de orientación NNO (Muñoz y Stern 1988) y hacia el este, en territorio argentino, por las fallas que marginan el extremo sur de la fosa de Loncopué desarrolladas con posterioridad a partir del Plioceno inferior (Ramos 1977; García Morabito *et al.* 2003) (Figura 2).

Esta fase extensional pliocena-cuaternaria ha afectado la estructura compresiva principalmente en la zona del retroarco, provocando el colapso parcial del relieve orogénico formado en el Mioceno superior. De esta forma se han generado las grandes fosas de Bío-Bío-Aluminé y Loncopué (Fig. 2) que han sido activas en los últimos 5 Ma, controlando la acumulación de grandes volúmenes de rocas de esta edad y más jóvenes (Ramos 1977, García Morabito *et al.* 2003). El desarrollo areal de estas depresiones estaría controlado por estructuras previas. Para el segmento que va desde los 37° a los 39°S, el basamento de las secuencias oligocenas se encuentra segmentado según un rumbo NO heredado de la extensión oligocena superior-miocena inferior (Suárez y Emparán 1995; Vergara *et al.* 1997), orientación controlada a su vez por estructuras previas en ese basamento (Ramos 1998).

### Geología del Complejo Pino Hachado

En la zona limítrofe entre los 38°30' y los 39°S (Pesce 1989) se desarrolla esta concentración anómala de nueve calderas en una superficie reducida de  $3 \times 10^6 \text{ Km}^2$  (Figuras 2 y 3). Poco es lo que se conoce en torno a la volcanoestratigrafía de estos centros (Tunstall *et al.* 2005) debido a la ausencia de estudios radimétricos sistemáticos. Sin embargo el análisis de imágenes satelitarias y fotografías

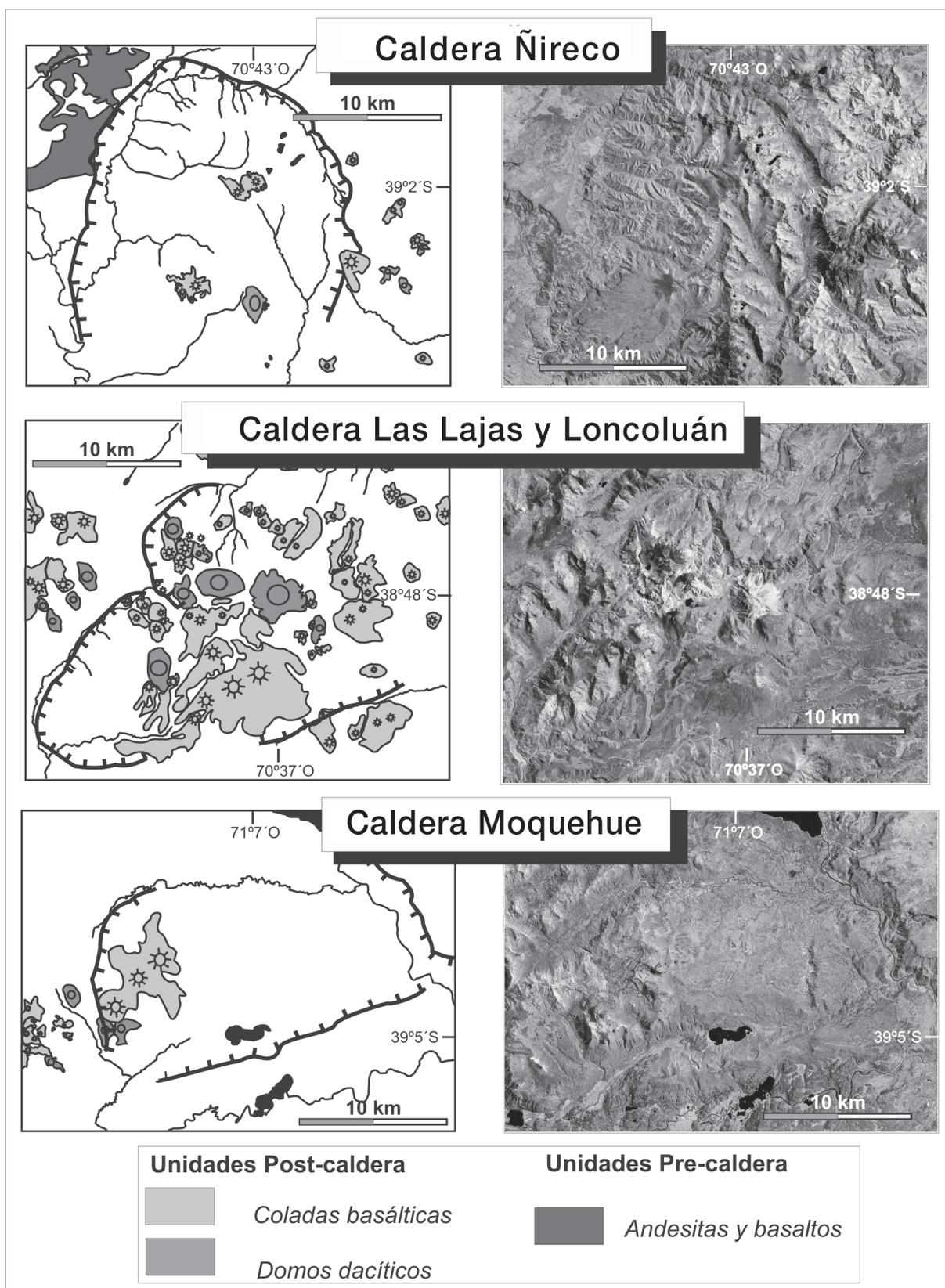
aéreas ha permitido esbozar los primeros intentos de discriminación de unidades en estos centros y proponer una cronología relativa entre eventos (Fig. 4).

Del análisis morfológico comparado entre las calderas y en base a las escasas dataciones radimétricas disponibles en trabajos previos, surge que éstas pueden ser ordenadas cronológicamente entre sí. Las más antiguas correspondrían a las calderas de las Lajas, Loncoluán y Ñireco (Figs. 2, 3 y 4; Tunstall *et al.* 2005), que se ubican en la vertiente oriental de la cordillera, alineadas según una dirección NNE. La edad de este conjunto sería enteramente preglaciaria a juzgar por la alta degradación morfológica de los centros resurgentes que se emplazaron en ellas. La Meseta del Arco (Figs. 2 y 3), ubicada en el sector limítrofe, constituye otro de estos centros cuya eruptividad se ubica en tiempos preglaciarios, edad determinada por dos dataciones K-Ar que la circunscriben al lapso  $4,5 \pm 0,5$  a  $4,9 \pm 0,4$  Ma (Fig. 2) (González Ferrán 1994). Otras tres calderas alineadas con la Meseta del Arco, según una dirección NNO a través de la fosa de Bío-Bío-Aluminé (Figs. 2 y 3), son las de Galletue, ubicada enteramente en territorio chileno, la de Moquehue, la de los Nacimientos del río Aluminé y la de Liamuco (Tunstall *et al.* 2005). Este otro conjunto tendría edades similares debido a su aparente amalgamamiento morfológico. Su edad sería también preglaciaria. Este conjunto ha sido profundamente degradado por los glaciares que bajaban de la cordillera, que encontraron obstruido su paso a raíz de la alteración de las redes fluviales previas por efectos de la morfología volcánica emplazada en el área.

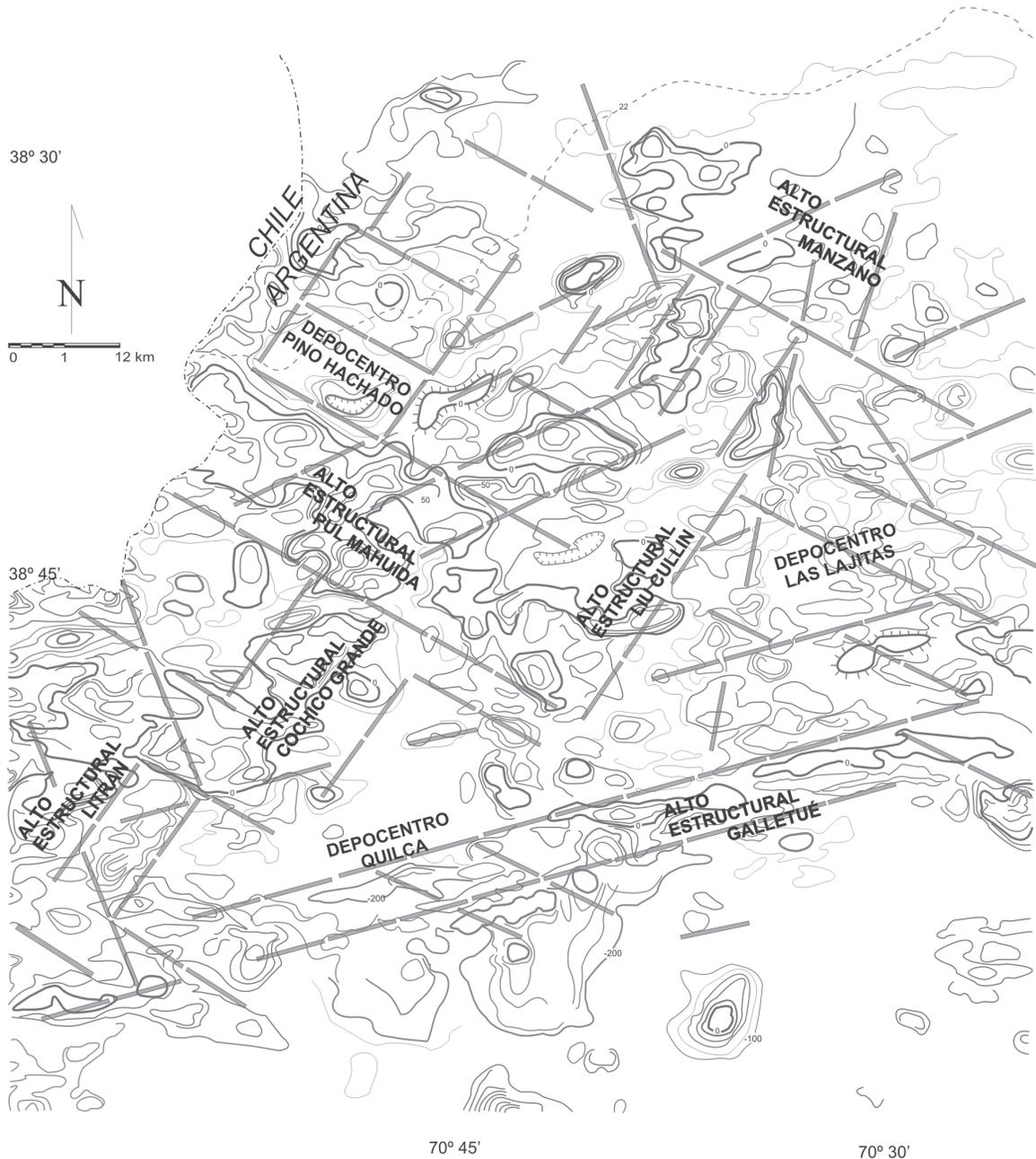
Finalmente el más joven de estos centros volcánicos, la caldera de Pino Hachado, muestra, a diferencia de los casos anteriores, un volumen importante de materiales postglaciarios. Sus productos postcaldera cuentan con dos edades radimétricas de  $1,6 \pm 0,1$  y  $1,2 \pm 0,1$  Ma (K-Ar) (Fig. 2) (Muñoz 1988).

La caldera de Pino Hachado es una depresión subcuadrangular cuyos laterales poseen orientación NE y NO respectivamente. Su eje mayor es de 12 km de longitud, y su profundidad de 150 m. Las rocas de esta caldera tienen afinidades químicas subalcalinas y alcalinas, lo que ha llevado a adjudicarlas por algunos autores a volcanismo de intraplaca desarrollado en la zona del arco y retroarco interno (Muñoz y Stern 1985, 1988, 1989). Sin embargo recientemente Lara y Folguera (2005) consideran que su alcalinidad sería relativa a las últimas fases de deshidratación de la cuña astenosférica que diera origen al arco plioceno superior-pleistoceno inferior previo al actual, inmediatamente antes de su angostamiento.

Este centro se caracteriza por la emisión inicial de ignimbritas y brechas dacíticas y riolíticas y, en una etapa posterior, coladas de lavas predominantemente traquiandesíticas que conforman los productos postcaldera. Los centros volcánicos Pino Solo y Tralihue (Pleistoceno inferior) (Fig. 2), ubicados al norte, erupcionaron inicialmente traquiandesitas y luego a través de una zona de fractura de orientación noroeste, numerosos y pequeños domos volcánicos (Pleistoceno superior-Holoceno), esencialmente de naturaleza basáltica piroclástica, generados durante una



**Figura 4:** Mapas geológicos correspondientes a las calderas identificadas en el presente estudio: a) caldera Ñireco, b) calderas de Las Lajas y Loncoluán y c) caldera Moquehue.



**Figura 5:** Mapa aeromagnético de la región de estudio (Segemar 2000) correspondiente a la intensidad residual del campo magnético polar reducido. Las líneas segmentadas surgen de la interpretación realizada sobre el mapa de curvas, asumiendo que los contrastes de intensidad magnética son relativos a contrastes laterales de susceptibilidad magnética de las rocas del basamento con el relleno de cuenca en subsuelo. Estos contrastes están relacionados con las diferentes profundidades a las cuales se encuentra el basamento cristalino por el basculamiento de bloques durante la o las fases de formación de cuencas anteriores a la efusión de los complejos caldéricos. El achurado indica la posición de los bajos de susceptibilidad magnética.

edad postglaciaria (Muñoz y Stern 1985).

### Estructura del subsuelo evidenciada a partir de la aeromagnetometría

La zona de estudio se caracteriza por la gran variación de intensidades magnéticas (SEGEMAR 2000) de gran amplitud y elevada frecuencia, fábrica magnética propia

de las rocas volcánicas aflorantes. Se pudieron sin embargo interpretar en forma superpuesta intensidades magnéticas que muestran contrastes que, en virtud de la homogeneidad de las rocas aflorantes, estarían reflejando la distribución de rocas en subsuelo. Los altos y bajos magnéticos relativos observados definen contornos con tramos marcadamente rectilíneos (Fig. 5). Se los considera causados por contrastes litológicos definidos por la estructura del subsuelo, probablemente entre el basamento y el relleno



**Figura 6:** Superposición del mapa magnético al mapa geológico. Nótese la correspondencia existente entre la segmentación del basamento pre-Plioceno por parte de líneas NE y NO que surgen de la interpretación del mapa de anomalías magnéticas y la amplitud geométrica de las principales calderas en el sector occidental del área de estudio. Nótese también que en el sector occidental predominan lineamientos volcánicos con orientación ENE que se corresponden con la orientación de las estructuras de basamento que surgen de la interpretación de la información magnética en la figura 5.

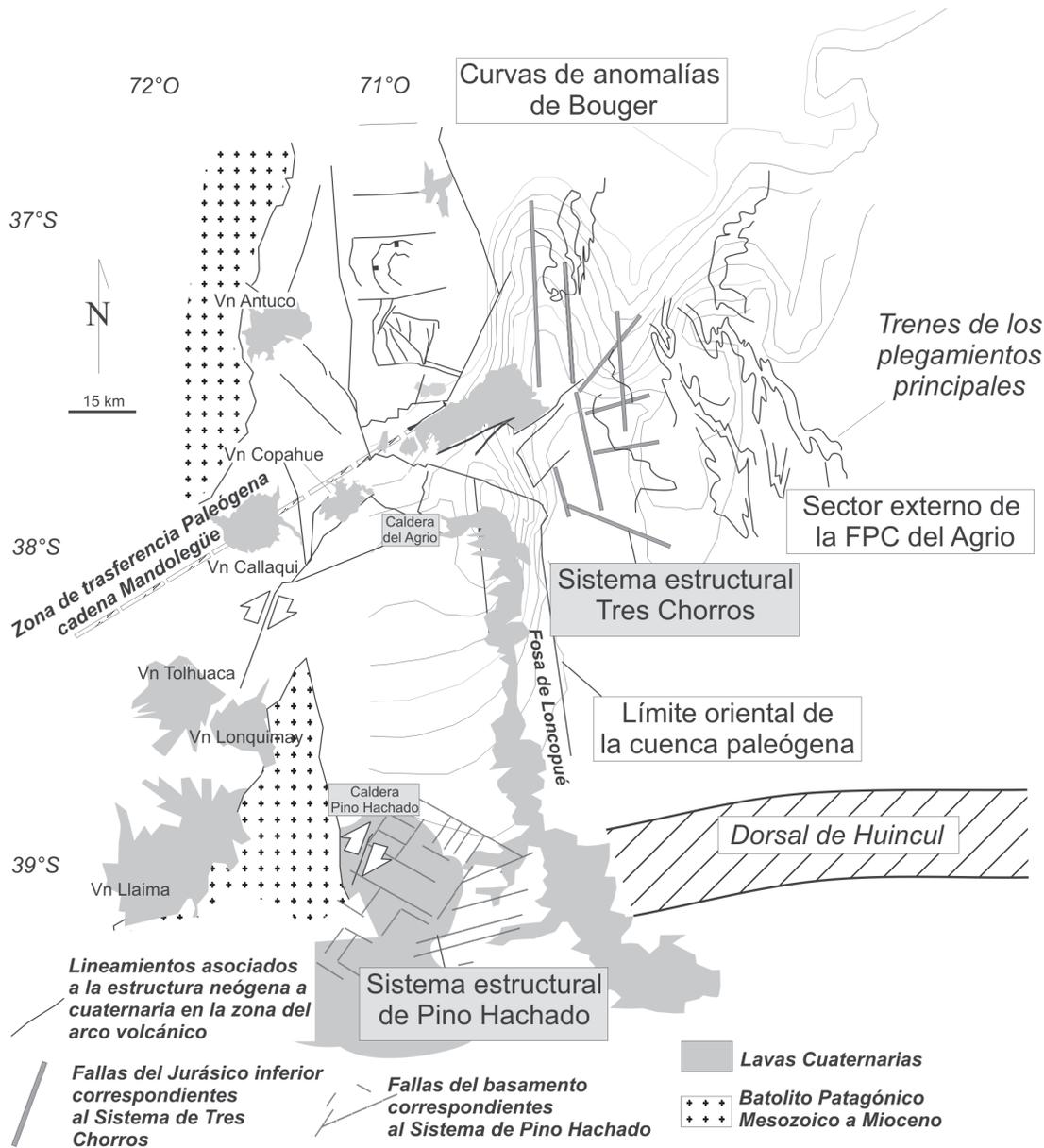
no de los depocentros. Su edad es incierta, pero posiblemente correspondan a la cuenca de Cura Mallín, evidenciada en subsuelo a través de la presencia de asomos aislados de rocas de esa edad sobre la zona de la divisoria de aguas adyacente a la caldera de Pino Hachado (Fig. 2) (Tunstall 2005). No se descarta la existencia en subsuelo de depocentros del Jurásico inferior, los cuales si bien no afloran en el área limítrofe, se exponen en ambas vertientes de la cordillera a estas latitudes (Vergani *et al.* 1995, Suarez y Emparán 1997, Ramos 1998).

Finalmente se distingue una serie de estructuras a partir de la interpretación de la aeromagnetometría que se pueden agrupar en dos sectores, dadas sus características y ordenamiento (Fig. 5). El primer sector corresponde a la parte occidental de la región donde quedan delimitados, a través de las estructuras interpretadas, bloques de geometría romboédrica que están limitados por lineamientos de orientación NE y NO, y con dimensiones en el eje mayor de aproximadamente 12 km de longitud. El segundo sector, ubicado en el sector oriental, está formado por estruc-

turas elongadas con dirección ENE que poseen una longitud comprendida entre 8 y 50 kilómetros (Fig. 5).

#### **Relación entre la estructura pliocena-cuaternaria y la estructura del basamento en subsuelo**

Comparando el mapa de estructuras que surge de la interpretación de los datos aeromagnéticos con el mapeo realizado en el campo, se pudo establecer una relación directa entre las potenciales estructuras de basamento, las fallas pliocenas-cuaternarias y las estructuras de origen volcánico (lineamientos y calderas) (Fig. 6). Por un lado, en la parte occidental, la estructura de basamento determina rombos limitados por lineamientos de orientación NE y NO que coinciden espacialmente en la superficie con calderas de perímetro aproximadamente cuadrangular de 12 km de longitud en el eje mayor, y geometría similar. En el caso particular de la caldera de Pino Hachado se observa una zona de baja intensidad magnética con eje mayor NE



**Figura 7:** Hipótesis en la cual se relacionan los diseños cuadrangulares de la estructura pliocena-cuaternaria con la estructura de basamento no aflorante en el sector alto de la cordillera neuquina. El complejo de calderas ubicado al norte de los 38°S es tentativamente asociado a la reactivación durante los últimos 5 Ma de las estructuras del Jurásico inferior expuestas inmediatamente hacia el este en la parte interna de la faja plegada y corrida del Agrio (Sistema de Tres Chorros, Vergani *et al.* 1995). Por otra parte, el complejo de calderas de Pino Hachado se relaciona en el presente estudio con la reactivación pliocena-cuaternaria de estructuras de subsuelo sobre el eje de la cuenca de Cura Mallín (25-17 Ma), cuya existencia se infiere en este sector a través de la interpretación de las curvas de la anomalía de Bouguer.

que fue interpretada como un depocentro sedimentario ubicado por debajo de la zona de mayor resurgencia de esta depresión volcánica. Este depocentro denominado en forma homónima, se encuentra limitado hacia el sur por un alto de basamento coincidente con la pared SO de dicha caldera, el alto estructural de Pull Mahuida, que posee una orientación general NO paralela a la geometría de este centro (Fig. 6).

En la parte oriental de la zona de estudio, los centros efusivos de naturaleza monogenética que se encuentran

asociados en su mayor parte a las calderas de Las Lajas y de Loncoluán (Figs. 2, 3 y 4), se disponen siguiendo lineamientos de rumbo NO y NE, con longitudes promedio de unos 6 kilómetros. En la mayoría de los casos, estos lineamientos volcánicos están ubicados en una posición de extracaldera con orientación NE, mientras que dos de estas estructuras se encuentran en una posición de intracaldera; una dentro de la caldera Las Lajas de orientación NO y la otra dentro de la caldera Loncoluán con orientación E. Las estructuras interpretadas como de basa-

mento que poseen una orientación ENE alcanzan más de 50 km en esta región oriental, siendo los principales elementos estructurales del área.

## Discusión y conclusiones

Una concentración anómala de nueve calderas, denominada en este trabajo como complejo caldérico de Pino Hachado, se desarrolla en el área limítrofe de los Andes Neuquinos, conformando el *plateau* volcánico más grande existente en la región. Sólo tres calderas pertenecientes a este conjunto habían sido previamente descritas.

El origen del complejo caldérico de Pino Hachado se asociaría con la actividad pliocena-cuaternaria de una serie de ramificaciones del sistema de falla de Liquiñe-Ofqui, desarrollado a lo largo del frente volcánico hacia el área de retroarco y no con antiguas posiciones del arco como había sido sugerido por otros autores. De esta manera la caldera de Pino Hachado y otros centros volcánicos adyacentes con características similares serían centros efusivos de retroarco asociados a extensión/ tensión desarrolladas en los últimos 4-1,5 Ma (Fig. 7).

Los centros del complejo efusivo de Pino Hachado (38°30'S-71°O) poseen geometrías cuadrangulares definidas por los juegos de fracturas NE y NO y sistemas fisurales de alimentación con orientaciones promedio ENE. Estas orientaciones coinciden con la fábrica del basamento inferida a partir del análisis de la información aeromagnetométrica, por lo cual se propone un control de basamento en la geometría y distribución del volcanismo de retroarco para estas latitudes. Estas estructuras de basamento se habrían reactivado durante los últimos 5 Ma debido a los movimientos laterales que absorbe la zona del arco volcánico (Fig. 7). El desarrollo preferencial de las estructuras NE en el sector oriental del área de estudio podría relacionarse con la prolongación de la dorsal de Huinul por debajo de la zona del arco volcánico (Fig. 7).

## Agradecimientos

Los autores desean expresar su reconocimiento al Dr. Victor A. Ramos por sus sugerencias y lectura crítica del manuscrito, así como al Dr. Horacio Llambías por la corrección de los manuscritos iniciales relacionados con la presente temática. Se agradece también la discusión a Jorge Clavero en torno a la estratigrafía volcánica de la zona. Se agradece especialmente los arbitrajes de Pablo Johannis y Mario Giménez quienes han mejorado sustancialmente a través de sus revisiones la primera versión del trabajo.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Cembrano, J., Sfermer, E., Lavenu, A. y Sanhueza, A. 2002. Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe-Ofqui fault zone, southern Chilean Andes. *Tectonophysics* 319: 129-149.
- De la Cruz, R. y Suárez, M. 1997. El Jurásico de la cuenca de Neuquén en Lonquimay, Chile: Formación Nacientes del Bío Bío (38°-39°S). *Revista Geológica de Chile* 24(1): 3-24.
- Folguera, A. y Ramos, V. A. 2000. Control estructural del Volcán Copahue: implicancias tectónicas para el arco volcánico cuaternario (36°-39°S): *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55: 229-244, Buenos Aires.
- Folguera, A., Ramos, V.A. y Melnick, D. 2002. 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, Santiago.
- Folguera, A., Ramos, V.A., y Melnick, D. 2003. Recurrencia en el desarrollo de cuencas de intraarco. Cordillera Neuquina (37°30'). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58(1): 3-19, Buenos Aires.
- Folguera, A., Ramos, V.A., Hermanns y R. Naranjo, J. 2004. Neotectonics in the foothills of the southernmost central Andes (37°-38°S): Evidence of strike-slip displacement along the Antiñir-Copahue fault zone. *Tectonics*, 23 (TC 5008): 23.
- García Morabito, E. y Folguera, A. 2005. El alto de Copahue - Pino Hachado y la Fosa de Loncopué: Un comportamiento tectónico episódico, Andes Neuquinos (37°-39°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60 (4): este volumen.
- García Morabito, E., Folguera, A., Melnick, D. y Ramos, V. 2003. Variabilidad en la actividad del retroarco andino entre 37 y 39°S. 10° Congreso Geológico Chileno, Actas (archivos electrónicos), Concepción.
- González, O. y Vergara, M. 1962. Reconocimiento Geológico de la cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38°S. Universidad de Chile, Instituto de Geología, Publicaciones 24, 119 p.
- González Ferrán, O. 1994. Volcanes de Chile, Instituto Geográfico Militar: 640 p., Santiago.
- Haller, M.J. 1981. Estructura y mineralización en la Cordillera Patagónica. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, 125 p.
- Hervé M. 1976. Estudio geológico de la falla de Liquiñe-Reloncaví en el área de Liquiñe. Antecedentes de un movimiento transcurrente. 1° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 1339-133, Santiago.
- Hildreth, W., Drake, R., Godoy, E. y Munizaga, F. 1991. Bobadilla caldera and 1.1 Ma ignimbrite at Laguna del Maule, Southern Chile. 6° Congreso Geológico Chileno, Actas 62-63, Santiago.
- Jordan, T., Burns, W., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S. y 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: 308-324.
- Lara, L., Rodríguez, C., Moreno, H. y Pérez de Arce, H. 2001. Geocronología K-Ar y geoquímica del volcanismo plioceno superior-pleistoceno de los Andes del sur (39°-42°S) *Revista Geológica de Chile* 28(1): 67-90.
- Lara, L. y Folguera, A. 2005. Plio-Quaternary narrowing of the volcanic arc at Southern Andes (37°-41°S), southwestern margin of Neuquén Basin: Geochronologic and field tectonic data evaluated. En: S. M. Kay y V.A. Ramos (eds.). Late Cretaceous to Recent magmatism and tectonism of the Southern Andean margin at the latitude of the Neuquen basin (36-39°S). *Geological Society of America, Special Paper* (en prensa).
- Lavenu, A. y Cembrano, J. 1999. Compressional and tranpressional stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in forearc and intra arc 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 de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54: 240-247, Buenos Aires.
- Llambías, E. J., Danderfer, J.C., Palacios, M. y Brogioni, N. 1978. Las rocas ígneas Cenozoicas del Volcán Domuyo y áreas adyacentes, Provincia del Neuquén. 7 Congreso Geológico Argenti-

- no 2: 569-584, Neuquén.
- Melnick, D., Folguera, A. y Ramos, V.A. 2005. Structural control on arc volcanism: The Copahue-Agrio complex, Central to Patagonian Andes transition (38°S): *Journal of South American Earth Science* (en prensa).
- Melnick, D., Folguera, A., Rosenau, M., Ehtler, H. y Potent, S. 2002. Tectonics from the Northern segment of the Liquiñe-Ofqui fault system (37°-39°S), Patagonian Andes. 5° International Symposium of Andean Geodynamics, Proceedings 413-417, Toulouse .
- Miranda, F. J., 1996, Caracterización petrográfica y geoquímica del Cerro Domuyo, Pcia. de Neuquén - Argentina. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 118 p., Buenos Aires
- Miranda, F., Folguera, A., Leal, P., Naranjo, J. y Pesce, A. 2006. Neogene deformation in the retroarc area (36°30'-38°S) based on the study of Upper Pliocene-Lower Pleistocene volcanic complexes of the Southern Central Andes of Argentina. En: S. M. Kay y V.A. Ramos (eds.). Late Cretaceous to Recent magmatism and tectonism of the Southern Andean margin at the latitude of the Neuquen basin (36-39°S). *Geological Society of America, Special Paper* (en prensa).
- Mosquera, A. y Ramos, V.A. 2005. Intraplate deformation in the Neuquén embayment. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 193-202.
- Mosquera, A. y Ramos, V.A. 2006. Intraplate deformation in the Neuquén embayment. En: S. M. Kay y V.A. Ramos (eds.). Late Cretaceous to Recent magmatism and tectonism of the Southern Andean margin at the latitude of the Neuquen basin (36-39°S). *Geological Society of America, Special Paper* (en prensa).
- Muñoz, J. 1988. Evolution of Pliocene and Quaternary volcanism in the segment of the southern Andes between 38° and 39° S. Tesis Doctoral, University of Colorado (inédita), 160 p., Boulder.
- Muñoz, J. y Stern, C. 1985. El complejo volcánico Pino Hachado en el sector nor-occidental de la Patagonia (38°-39°S): volcanismo plio-cuaternario de trasarco en Sudamérica. 4° Congreso Geológico Chileno (Antofagasta), Actas 3: 381-412, Antofagasta.
- Muñoz, J. y Stern, C. 1988. The Quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: Transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38° and 39°S. *Journal of South American Earth Sciences* 1(2): 147-161.
- Muñoz Bravo, J., Stern, C., Bermúdez, A., Delpino, D., Dobbs, M.F. y Frey, F. A. 1989. El volcanismo plio-cuaternario a través de los 38° y 39°S de los Andes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44: 270-286, Buenos Aires.
- Niemeyer, H. y Muñoz, J. 1983. Hoja 57 Laguna de la Laja, Región del Bío Bío. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta de Malleco 1: 250.000, Chile.
- Pesce, A. 1989. Evolución volcano-tectónica del complejo efusivo Copahue-Caviahue y su modelo geotérmico preliminar: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44(1-4): 307-327, Buenos Aires.
- Ramos, V. A. 1977. Estructura de la Provincia de Neuquén. En: O. Roller (ed.): *Geología y recursos naturales de la Provincia del Neuquén*. 7° Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Relatorio 9 24, Buenos Aires.
- Ramos, V. A. 1998. Estructura del sector occidental de la faja plegada y corrida del Agrio, Cuenca Neuquina, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2: 105-110, Buenos Aires.
- Ramos, V. y Folguera, A. 1999. The Andes of Neuquen (36°S-38°S): Evidence of Cenozoic transtension along the arc. 4° International Symposium of Andean Geodynamics, Proceedings: 606-609, Goettingen.
- Radic, J. P., Rojas, L., Carpinelli, A. y Zurita, E. 2002. Evolución Tectónica de la cuenca Terciaria de Cura-Mallín Región Cordillerana Chileno Argentina (36°30'-39°00'S). 15° Congreso Geológico Argentino (Calafate), Actas 3: 233-237.
- Segemar 2000. Levantamiento geofísico aéreo, magnetometría y espectrometría de rayos gamma. Area Neuquén: Hojas Andacollo 3772-4 y Chos Malal 3769-3, escala: 1:250.000. 1 plano. Campo magnético polar reducido, Buenos Aires.
- Suárez, M. y 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. Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, Carta Geológica de Chile 71: 105 p, escala 1:250.000, 1 mapa, Santiago.
- Thomson, S., 2002. Late Cenozoic geomorphic and tectonic evolution of the Patagonian Andes between latitudes 42°S and 46°S: An appraisal based on fission-track results from the transpressional intra-arc Liquiñe-Ofqui fault zone: *Geological Society of America, Bulletin*, 114(9): 1159-1173.
- Tunstall, C. 2005. Geología de la caldera de Pino Hachado. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédito) 70 p., Buenos Aires.
- Tunstall, C., Folguera, A. y Ramos, V. A. 2005. Absorción del desplazamiento del sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui en el retroarco andino entre 37°30' y 39°S. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 127-132.
- Vergani, G., Tankard, A. J., Belotti, H. J. y Welsnik, H. J. 1995. Tectonic Evolution and Paleogeography of the Neuquén basin. En: A. J. Tankard, R. Suárez Sorucco y H.J. Welsnik (eds.) *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, *Memoir* 62: 383-402.
- Vergara, M., Moraga, J. y Zentilli, M. 1997. Evolución termotectónica de la cuenca terciaria entre Parral y Chillán: Análisis por trazas de fisión en apatitas. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1574-1578, Antofagasta.
- Zapata, T., Brissón, I., y Dzelalija, F. 1999. The role of basement in the Andean fold and thrust belt of the Neuquén Basin. *Thrust Tectonics* p. 122-124, London.
- Zapata, T., Córscico, S., Dzelalija, F. y Zamora, G. 2002. La faja plegada y corrida del Agrio: Análisis estructural y su relación con los estratos terciarios de la Cuenca Neuquina Argentina. Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas electrónicas, Mar del Plata.
- Zapata, T. y Folguera, A. 2006. Tectonic evolution of the Andean Fold and Thrust Belt of the Southern Neuquén Basin, Argentina. En: G. Veiga, A. L. Spalletti, y, J.A. Howell, E. Schwarz (eds.) *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. The Geological Society, *Special Publication* 252: 37-56, London.

**Recibido:** 30 de septiembre, 2005

**Aceptado:** 5 de diciembre, 2005