# Superposición de cuencas extensionales y contraccionales oligo-miocenas en el retroarco andino norpatagónico: la Cuenca de Aluminé, Neuquén, Argentina

Juan R. Franzese<sup>1</sup>, Leandro D'Elia<sup>1</sup>, Andrés Bilmes<sup>1</sup>, Martin Muravchik<sup>2</sup>, Mariano Hernández<sup>1</sup>

**RESUMEN.** La Cuenca de Aluminé constituye un área de acumulación volcano-sedimentaria localizada en el retroarco andino a los 39°S. Forma parte de un conjunto de depocentros denominado Cuenca de Bío Bío-Aluminé, integrando su parte más austral. Estudios estratigráficos, geocronológicos, sedimentológicos y estructurales realizados sobre el relleno de la cuenca indican que la misma habría evolucionado en dos etapas: una etapa extensional oligocena, integrada por lavas basálticas y sedimentos producidos por el retrabajo del material volcanoclástico asociado a depósitos piroclásticos (Formación Rancahue) y otra etapa contraccional del Mioceno Tardío, con depósitos aluviales y piroclásticos coronados por efusiones basálticas (formaciones Chimehuín y Tipilihuque). El relleno de la etapa extensional es fuertemente volcánico y tiene proveniencia del oeste, vinculado al profuso volcanismo basáltico oligoceno del área andina chilena. La etapa contraccional adopta la forma de una cuenca intramontana, localizada entre las cadenas levantadas principalmente por la inversión de estructuras extensionales mesozoicas y muestra fuerte asimetría y proveniencia desde el este. Evidencias estructurales y geomorfológicas indican la existencia de un *hiatus* depositacional entre ambas etapas.

Palabras clave: Cuenca, Retroarco andino, Oligoceno, Mioceno, Patagonia, Argentina.

ABSTRACT. Superimposition of oligo-miocene extensional and contractional basins in the northpatagonian Andean retroarc: The Aluminé Basin, Neuquén, Argentina. The Aluminé Basin is a volcano-sedimentary depocentre located in the Andean retroarc at 39°S. It is the southern part of a major depositional system: the Bío Bío-Aluminé Basin. Stratigraphical, geochronological, sedimentological and structural analysis allow us to conclude that the basin evolved through two stages: an Oligocene extensional stage filled with basalts and reworked volcaniclastic and pyroclastic deposits (Rancahue Formation) and a Miocene contractional stage, filled with alluvial and pyroclastic deposits covered by basaltic lavas (Chimehuín and Tipilihuque formations). The volcanic-rich (basaltic) infill of the extensional stage has a western provenance and was derived from widespread magmatic activity that took place during the Oligocene in the adjacent cordilleran axis. The contractional stage basin is an intramontane depocentre limited by uplifted blocks generated mainly by the inversion of Mesozoic extensional faults. It is strongly asymmetric and shows eastern provenance. Structural and geomorphological evidence indicate the existence of a non-depositional *hiatus* between the two stages.

Keywords: Basin, Andean retroarc, Oligocene, Miocene, Patagonia, Argentina.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de La Plata-CONICET, Calle 1 No. 644 B1900TAC, La Plata, Argentina. franzese@cig.museo.unlp.edu.ar; Idelia@cig.museo.unlp.edu.ar; abilmes@cig.museo.unlp.edu.ar; mhernandez@cig.museo.unlp.edu.ar

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Department of Earth Science, University of Bergen, Allégaten 41, N-5007, Bergen, Norway. Martin.Muravchik@geo.uib.no

#### 1. Introducción

La historia cenozoica del retroarco andino norpatagónico estuvo marcada por la alternancia de períodos tectónicos extensionales y compresivos ocurridos como producto de la dinámica variable del equilibrio de fuerzas que sustentaron la convergencia de las placas de Nazca y Sudamericana (Jordan *et al.*, 2001; Folguera *et al.*, 2003; Ramos y Folguera, 2009). Los productos de esta tectónica se han visto reflejados en la generación de un magmatismo esencialmente basáltico con transiciones composicionales entre afinidades de arco o de retroarco que respondieron a la geometría de la subducción (Kay *et al.*, 2006) y en el desarrollo de cuencas extensionales, invertidas durante períodos de acortamiento y la generación de relieve tectónico (Folguera *et al.*, 2003, 2010).

La mayor parte del volcanismo, especialmente del tope del Oligoceno y principios del Mioceno, se distribuyó en cuencas de carácter extensional adosadas al intraarco y retroarco andino a partir de procesos volcánicos localizados en el eje del arco magmático (Cisternas y Frutos, 1994; Muñoz et al., 2000). El abundante volcanismo plioceno, por su parte, se relaciona con la implantación de un nuevo pulso extensional acaecido a los 5 Ma (Folguera et al., 2002, 2003). Ambos períodos estuvieron separados por una fase compresiva que en los Andes chilenos ha sido datada entre los 8 y 10 Ma (Jordan et al., 2001). El relleno de las cuencas generadas durante el pulso compresivo ha recibido menor atención que el de las cuencas extensionales, destacándose sólo algunas contribuciones recientes (Cobbold et al., 2008; García Morabito y Ramos, 2008; Utgé et al., 2009).

Entre las cubetas oligo-miocenas, la que ha recibido mayor estudio es la Cuenca de Cura Mallín, ubicada esencialmente en el ámbito andino chileno (Suárez y Emparán, 1995; Burns et al., 2006; Radic, 2010). Trabajos recientes separan a esta cuenca en tres subcuencas (Radic, 2010), la más austral de las cuales es la denominada subcuenca de Longuimay, ubicada en el área circundante a la localidad homónina (Fig. 1). El área localizada inmediatamente al sur en el ámbito argentino es menos conocida y ha sido integrada a la subcuenca de Longuimay a través de un depocentro denominado Cuenca de Bío Bío - Aluminé (Fig. 1; Folguera et al., 2003; García Morabito y Folguera, 2005). Los autores que han utilizado esa denominación en sucesivos trabajos, le han asignado carácter tectónico ambiguo, límites poco claros y escasa o nula información estructural o estratigráfica.

En este trabajo se intenta dar una mirada más detallada a la evolución oligo-miocena en el área andina argentina en la región de Aluminé, entre los 38°S y los 39°S, incorporando información estructural de campo, sedimentológica y volcanológica y nuevas dataciones geocronológicas. A través del análisis de estos datos se apunta a entender más acabadamente los efectos de la superposición de eventos tectónicos extensionales y compresivos en el desarrollo de los depocentros vinculados con el retroarco andino norpatagónico y sus controles sobre el relleno volcanosedimentario.



Cuencas del Oligoceno - Neógeno
Principales fallas y lineamientos andinos

FIG. 1. Distribución de las cuencas oligocenas y neógenas del intraarco y retroarco andino entre los 37°S y los 40°S y localización de la zona de estudio. Adaptado de Melnick y Echtler (2006) y Radic (2010).

#### 2. La Cuenca de Aluminé

El área de estudio se localiza entre los 71°16' y los 70°40' de longitud oeste y los 39°00' y los 39°23' de latitud sur (Fig. 1). El rasgo geomorfológico más destacable de la región está marcado por el valle del río Aluminé (Fig. 2), curso que desagua hacia

el sur paralelamente a la cadena andina. El río Aluminé se sitúa entre cordones montañosos que superan los 2.500 m de altura: los Andes del límite argentino-chileno al oeste y la sierra de Catán Lil al este (Fig. 2). En esta área, el ancho máximo de la cuenca es de 30 km y su largo es de 45 km, aunque cabe señalar que en su mitad oriental se extiende más al norte hasta los 38°45' de latitud sur hacia un ámbito denominado Cuenca de Kilka (García Morabito y Ramos, 2008), con lo cual alcanzaría los 70 km de largo.

La conformación geológica del área de estudio está caracterizada por la presencia de un basamento paleozoico cubierto de secuencias continentales y marinas mesozoicas que forman el borde occidental de la Cuenca Neuquina, sobre las cuales se disponen volcanitas, piroclastitas y sedimentitas paleógenas y neógenas, generadas durante el desarrollo del edificio orogénico andino (Fig. 2).

El basamento ígneo-metamórfico está representado por granitoides y metamorfitas (Formación Huechulafquen, Formación Colohuincul-Formación Piedra Santa) de edad carbonífera superior a pérmica inferior (Leanza, 1990). Se trata de los restos de un arco magmático paleozoico relacionado con la subducción del protopacífico por debajo de Gondwana (Franzese, 1995).

Durante el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano se desarrolló la actividad extensional inicial de la Cuenca Neuquina, un importante y extenso depocentro que funcionó por el resto del Mesozoico y parte del Cenozoico entre los actuales 32° y 42° de latitud sur. En su etapa temprana se generó un conjunto de grábenes con orientaciones variables NW-SE, E-W y NE-SW fuertemente controlados por estructuras heredadas del basamento, que alojaron las secuencias de 'sin-rift' de carácter volcanoclástico (Vergani et al., 1995; Franzese y Spalletti, 2001; Cristallini et al., 2006). Estas secuencias se conocen como Ciclo Precuyano (Gulisano et al., 1984) y registran espesores variables de hasta 1.500 m rellenando el relieve estructural extensional. Por sobre los depósitos del Precuyano se disponen secuencias silicoclásticas y carbonáticas relacionadas con una ingresión marina (Grupo Cuyo) que sepultó el relieve estructural extensional precuyano. Algunas de estas secuencias se encuentran depositadas en el marco de la misma extensión mecánica, mientras que otras se relacionan con el comienzo del 'postrift' (Vergani et al., 1995).

Las secuencias cenozoicas se inician con la Formación Auca Pan, caracterizada por un conjunto de volcanitas y piroclastitas de edad acotada entre el Eoceno y el Oligoceno Temprano (Rapela *et al.*, 1983; Lagorio *et al.*, 1998). Estas rocas asoman como intrusivos y secuencias efusivas y explosivas andesíticas relacionadas con el arco magmático andino. La representación de esta unidad en el área de estudio es reducida.

La historia cenozoica más moderna, que constituye el punto de interés principal de este trabajo, se inicia con la Formación Rancahue (Turner, 1965), que incluye un conjunto de sedimentitas, rocas piroclásticas y basaltos de espesores muy variable y sobre la cual se dispone la Formación Chimehuín (Turner, 1965), que consta de secuencias volcanoclásticas distribuidas en los valles orientados norte-sur entre las cadenas montañosas principales. La Formación Rancahue se encuentra distribuida especialmente en la margen oeste del río Aluminé, donde se apoya principalmente sobre los granitoides del basamento y también sobre secuencias sedimentarias y volcánicas meso-cenozoicas. La Formación Chimehuín, en cambio, aflora mayormente al este del río Aluminé y es prácticamente inexistente al oeste del mismo. Esta última se apoya tanto en concordancia como discordantemente sobre la Formación Rancahue. La sucesión es cubierta por basaltos de la Formación Tipilihuque (Turner, 1965) y secuencias modernas poco desarrolladas (Leanza, 1990).

La Cuenca de Aluminé constituye un área de acumulación cuya fisonomía actual se encuentra modelada por la última etapa del levantamiento tectónico andino. Su borde oriental está marcado por las sierras de Catán Lil y La Atravesada (Fig. 2), conformadas por un conjunto de fallas de alto ángulo que delimitan bloques de orientación mayormente NW-SE y en menor proporción NE-SW y forman parte del denominado Alto de Copahue-Pino Hachado (García Morabito y Folguera, 2005; García Morabito y Ramos, 2008). A lo largo de este sistema, el basamento igneo-metamórfico, conjuntamente con espesas secuencias de 'sin-rift', fueron levantados hasta los 2.400 m de altura con una vergencia general al oeste (Fig. 2). Las fallas principales coinciden con estructuras determinadas por otros autores como bordes de grábenes y hemigrábenes del Triásico Tardío-Jurásico Temprano así como con estructuras menores internas de los mismos depocentros extensionales mesozoicos (Franzese et al., 2006; Muravchik, et al., 2008; García Morabito y Ramos, 2008). Entre ellas cabe citar las fallas de orientación NW-SE que limitan los bloques de la sierra de Catán Lil y de la sierra de La Atravesada. Entre los bloques levantados se observa un sistema de pliegues anticlinales y sinclinales de rumbos variables, controlados por la disposición y vergencia de la estructura fallada del basamento (Fig. 2). Entre la sierra de Catán Lil y la sierra de La Atravesada, un sinclinal de orientación NNW-SSE, paralelo a las fallas mayores, se encuentra relleno por lavas de la Formación Tipilihuque. Estas lavas fueron afectadas por la deformación neógena, ya que se encuentran afectadas por una falla NE-SW que se intercepta con el sinclinal (Fig. 2).

El borde oeste de la Cuenca de Aluminé es más difuso y está delineado por la elevación progresiva hacia el eje de la cordillera de todo su flanco occidental, dominado por afloramientos de los granitoides gondwánicos. En esta porción occidental de la zona de estudio se observa una falla de alto ángulo de

orientación NNW-SSE que afecta el basamento y las secuencias de la Formación Rancahue (Fig. 2). El espesor y la distribución geográfica de esta última unidad disminuyen abruptamente al oeste de la falla hasta desaparecer (Fig. 2) en el área cubierta por el bosque andino.

A diferencia de los bordes occidental y oriental, hacia el norte y hacia sur la Cuenca de Aluminé se acuña contra altos de basamento sin que se observen evidencias de fallamiento. El borde norte de la cuenca se encuentra parcialmente delimitado por un alto de basamento granítico, localizado en las inmediaciones del lago Aluminé, que separó estas secuencias cenozoicas de las aflorantes en la subcuenca de Lonquimay, en Chile (Figs. 1, 2). En el sector nororiental, flanqueando la sierra de Catán Lil, la Cuenca de Aluminé se integra con la Cuenca de Kilka (García Morabito y Ramos, 2008). El límite sur coincide con un lineamiento de carácter transandino (Fig. 2) conocido como Lineamiento Las Coloradas-Villarrica (Chotin y Giret, 1969).

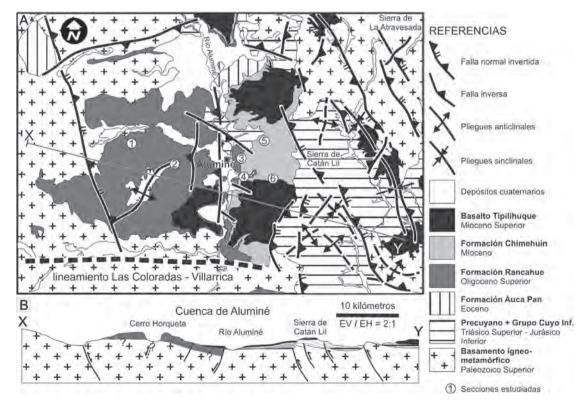


FIG. 2. A. Mapa geológico del área de estudio y localización de las columnas estratigráficas relevadas. 1: Ruca Choroi; 2: Horqueta;
 3: Aldea Schweitzer; 4: Vilcunco oeste; 5: Llamuco; 6: Vilcunco este. B. Perfil X-Y mostrando la conformación estructural del área.

Las principales estructuras internas de la Cuenca de Aluminé son más difíciles de observar, ya que se encuentran cubiertas por el relleno volcanosedimentario cenozoico o por los sedimentos modernos del río Aluminé. En las cercanías del río y paralelamente a su tramo medio, una falla normal con inclinación al oeste (Fig. 2) genera un contraste estratigráfico y una diferencia de al menos 100 m de nivel estructural entre ambas márgenes del río. Dicha falla se encuentra cubierta por sedimentos modernos en la mayor parte de su recorrido. El espesor de la Formación Rancahue disminuye abruptamente de 500 m a 50 m al este de la falla. Al norte de la localidad de Aluminé se intercepta con otra que continúa hacia el noroeste (Fig. 2). Ambas fallas limitan la extensión de los afloramientos más importantes de la Formación Rancahue a la parte occidental del área de estudio, en donde la estructura mayor es un amplio e irregular antiforme NE-SW en el cerro Horqueta (Fig. 2), posiblemente relacionado con la existencia de una falla de la misma orientación en el basamento granítico.

Las secuencias que rellenan la cuenca se disponen con características estructurales diferentes. La Formación Rancahue se encuentra por debajo de la Formación Chimehuín e inclina al este entre 28° y 9°, acompañando la disposición del basamento que se levanta hacia la falla que se observa en el borde oeste (Fig. 2). Las formaciones Chimehuín y Tipilihuque, en cambio, muestran inclinaciones de entre 15° y 0° al oeste, registrándose las mayores hacia el borde de la sierra de Catán Lil. Acompañando esos cambios de inclinación, el espesor de la Formación Chimehuín aumenta progresivamente hacia el este. En el centro de la cuenca ambas unidades se encuentran en discordancia, notándose que la Formación Chimehuín se apoya horizontalmente por sobre la Formación Rancahue, que inclina al este y muestra fuertes rasgos de erosión. No se ha encontrado la intercalación entre ambas unidades señaladas en los trabajos iniciales en el área (Turner, 1965).

### 3. Estratigrafía y sedimentología del relleno de la Cuenca de Aluminé

El relleno de la Cuenca de Aluminé está integrado por tres unidades principales: la Formación Rancahue, la Formación Chimehuín y la Formación Tipilihuque. Los primeros trabajos sobre estas unidades consideraron parcialmente sincrónicas (Mioceno) a las dos primeras, y ubicaron a la última dentro del Plioceno (Turner, 1965). Un análisis geocronológico más reciente (Ré et al., 2000) les asignó edad miocena a la Formación Rancahue (entre 24±2 y 11±1 Ma) y a los basaltos de la Formación Tipilihuque (6,2±0,3 Ma). Otros autores obtuvieron edades pliocenas para la Formación Tipilihuque (3,4±0,1 Ma; Vattuone y Latorre, 1998). Para este trabajo se han obtenido nuevas edades Ar/Ar en plagioclasas de basaltos de la sucesión (Fig. 3). Dos nuevas edades corresponden a basaltos de la Formación Rancahue, tomadas sobre muestras extraídas del techo de la unidad. Las muestras han proporcionado edades de 25±1,4 Ma y 26±1,5 Ma, algo más antiguas que las conocidas anteriormente pero muy consistentes, datando a los basaltos de la Formación Rancahue en el tope del Oligoceno Tardío. La Formación Tipilihuque fue datada en la zona del Arroyo Vilcunco (Fig. 2). La edad obtenida para esta unidad es de 9,4±0,7 Ma, bastante mayor que las edades obtenidas previamente (Fig. 3). La Formación Chimehuín, por lo tanto, se ubicaría cronológicamente en el rango entre las edades obtenidas (25±1,4 Ma-9,4±0,7 Ma).

A fin de organizar el análisis de la estratigrafía y de los ambientes sedimentarios y volcánicos presentes en la sucesión y sus variaciones horizontales y verticales se procedió al levantamiento de seis columnas, cubriendo el ancho del depocentro en su sector central (Fig. 2). Las secciones son parciales, pero todas entre sí aportan información relevante para el análisis de las secuencias oligo-miocenas.

#### 3.1. Formación Rancahue (Oligoceno Tardío)

La secuencia del Oligoceno Tardío (Formación Rancahue) consiste en un conjunto de hasta 500 m de espesor compuesto por depósitos clásticos gruesos derivados del basamento cristalino y de material volcánico, areniscas de origen epiclástico y volcanoclástico con intercalaciones de paleosuelos y lavas basálticas en la base y en el techo (Fig. 4). El análisis de las secciones estudiadas (Fig. 4) indica que la Formación Rancahue está compuesta por la diferente superposición de cinco facies distintas, cada una de ellas representada por uno o más tipos litológicos con características texturales y estructurales propios: facies de lavas basálticas asociadas con depósitos de conglomerados matriz sostén monomícticos y depósitos de lapillitas escoriáceas clasto sostén (R1),

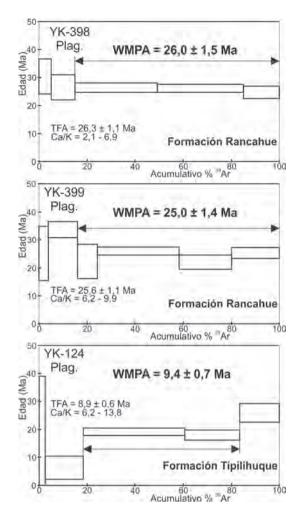


FIG. 3. Resultado de los análisis radiométricos <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar en plagioclasa sobre basaltos de las Formaciones Rancahue y Tipilihuque realizados en Actlabs (Canadá). WMPA: weighted mean plateau age; TFA: total fusion age).

facies de lapillitas tobáceas matriz sostén (R2), facies de conglomerados macizos matriz sostén con intercalaciones de areniscas y gravas finas clasto sostén (R3), facies de areniscas guijarrosas y sabulitas (R4) y facies de areniscas con intercalaciones de lentes conglomerádicos (R5; Fig. 4).

La facies R1 está constituida por cuerpos tabulares de basaltos olivínicos de entre 1,5 m a 10 m de espesor que conforman sucesiones de decenas de metros (Fig. 5a). Los basaltos se exhiben con texturas afíricas y microporfíricas y con escasas vesículas. Intercaladamente, aparecen depósitos lenticulares de hasta 5 m de espesor constituidos por conglome-

rados medios a gruesos, monomícticos basálticos, con matriz sostén areno-tobácea. De manera poco frecuente se encuentran depósitos tabulares, de hasta 20 cm de espesor, de lapillitas escoriáceas, macizas o estratificadas, con textura clasto sostén (Fig. 5c). La facies R1 puede ser interpretada como producto del emplazamiento de lavas basálticas coherentes (Mc Phie *et al.*, 1993) asociadas minoritariamente con volcanismo básico explosivo (Németh y Ulrike, 2007) y depósitos de flujos de detritos no cohesivos (Coussot y Meunier, 1996) resultado de la resedimentación y retrabajo de los flujos lávicos.

La facies R2 se compone de tobas lapillíticas matriz sostén, macizas o con estratificación difusa (Fig. 5b), que alcanzan hasta 50 m de espesor. Presentan lapillos pumíceos de 1 a 9 cm, subredondeados, con canalículos de escape de gases, cristaloclastos de cuarzo y feldespatos y minoritariamente biotita y litoclastos de hasta 15 cm constituidos de rocas ígneo-metamórficas, volcánicas y sedimentarias. Esta facies se corresponde con depósitos de corrientes piroclásticas por debajo de la temperatura de transición del vidrio, con límites de flujo inferior con alta concentración de materiales (Branney y Kokelaar, 2002).

La facies R3 se compone principalmente de conglomerados matriz soportados en cuerpos tabulares y lenticulares con espesores de 1,5 a 10 m (Fig. 5d). Los conglomerados son macizos, polimícticos, medios a gruesos, con megaclastos de hasta 2 m diámetro y, en ocasiones, troncos silicificados de algunos metros de largo. La composición de la moda detrítica de los conglomerados está dominada por litoclastos de procedencia lávica o piroclástica, con menor participación de litoclastos silicoclásticos ígneo-metamórficos. Interdigitándose con los cuerpos conglomerádicos se observan cuerpos tabulares a lenticulares de 15 cm a 1 m de espesor compuestos de conglomerados finos y sabulitas macizas o con estratificación difusa clasto sostén y areniscas gruesas de moderada selección, en ocasiones guijarrosas, con estratificación horizontal. Los cuerpos conglomerádicos representan depósitos de flujos de detritos no cohesivos (Coussot y Meunier, 1996) en mantos o alojados en canales (Orton, 2002), mientras que los cuerpos areno-psefíticos constituirían depósitos de flujos en mantos de alta descarga en condiciones hiperconcentradas a diluidas de alto régimen de flujo (Smith, 1986; Smith y Lowe, 1991; Blair y McPherson, 1994).

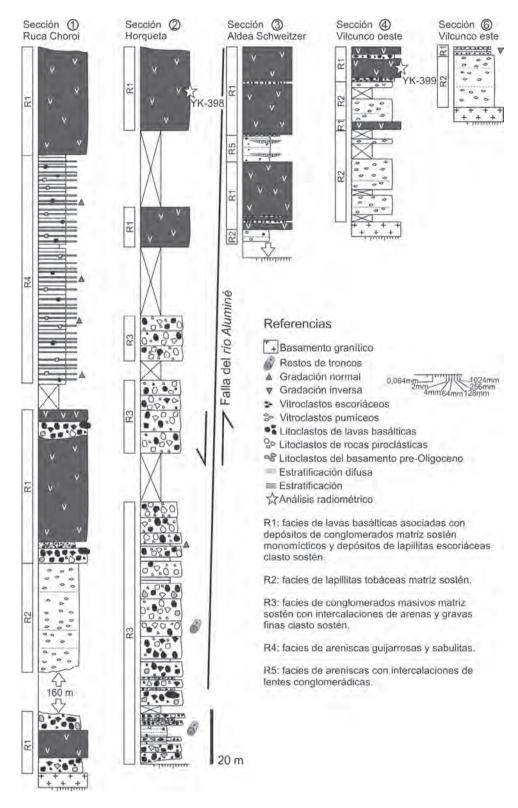


FIG. 4. Columnas sedimentológicas levantadas para la Formación Rancahue (para su ubicación véase la figura 2).

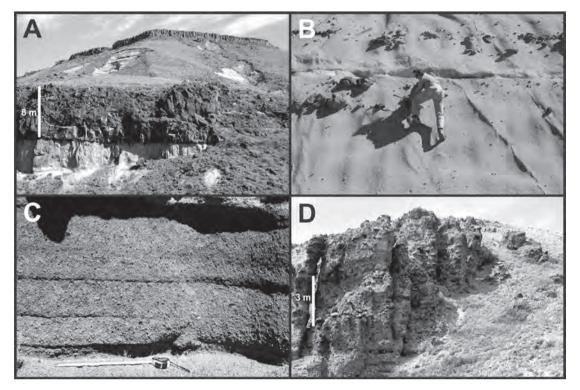


FIG. 5. Litofacies volcánicas, piroclásticas y sedimentarias de la Formación Rancahue. A. Depósitos de lavas basálticas (facies R1) por sobre facies de lapillitas tobáceas matriz sostén (facies R2); B. Depósitos de corrientes piroclásticas de bajo grado y macizos (facies R2) con lentes gravosas difusas (parte superior de la fotografía); C. Niveles de lapillitas escoriáceas clasto sostén asociados a volcanismo explosivo de naturaleza basáltica (facies R1); D. Depósitos de flujos de detritos no cohesivos (facies R3).

La facies R4 está constituida por una intercalación de cuerpos tabulares, de 10 a 30 cm de espesor, compuestos por areniscas y sabulitas que conforman una sucesión continua de decenas de metros. Las areniscas se presentan con granulometría media a gruesa, en ocasiones guijarrosas, y estructura maciza o estratificación horizontal. Las sabulitas son clasto sostén, de moderada selección, macizas, con gradación normal y/o estratificación difusa. Esta facies representaría la depositación continua de depósitos de flujos no encauzados, mayoritariamente hiperconcentrados (Smith, 1986; Smith y Lowe, 1991) y minoritariamente en condiciones diluidas de alto régimen de flujo (Blair y McPherson, 1994).

La facies R5 se presenta con espesores de 10 m y está constituida por una sucesión de areniscas tobáceas macizas, de granulometría media a gruesa, con guijarros dispersos e indicios de modificaciones físicas posdepositacionales (pedogenéticas/diagenéticas). Interdigitándose con las anteriores, aparecen lentes conglomerádicos de pocos metros de ancho y espesores

máximos de 50 cm. Son polimícticos, con textura clasto sostén y se presentan macizos o con estratificación difusa horizontal. Esta facies representaría la depositación de flujos en manto terminales asociados con canales pequeños de relleno episódico conglomerádico no organizado, en condiciones diluidas de alta descarga (Miall, 2006).

Las unidades clásticas y lávicas inferiores se hallan distribuidas íntegramente al oeste del río Aluminé. Se puede constatar que el espesor de la Formación Rancahue se reduce drásticamente al este de la falla que se dispone paralelamente al río Aluminé en donde es menor a 100 m (Figs. 2, 4). La sección superior, dominada por depósitos de las facies R1 y R2, se expande por sobre los límites de la sección inferior y apoya sobre el basamento inmediatamente al este del río. El tope de la unidad está conformado por una serie de depósitos lávicos de la facies R1 que cubren toda la secuencia a ambos lados del río Aluminé, traspasando la falla y acuñándose antes de alcanzar el límite oriental de la cuenca (Figs. 2, 4).

# 3.2. Formaciones Chimehuín y Tipilihuique (Mioceno Tardío)

Las formaciones Chimehuín y Tipilihuque se encuentran restringidas a la parte oriental de la Cuenca de Aluminé, adosadas a los bloques levantados que integran la sierra de Catán Lil. El espesor de las unidades disminuye hacia el oeste hasta su desaparición en las inmediaciones del río Aluminé, traspasando su cauce solamente en dos sectores: uno pequeño al norte del pueblo homónimo y otro más extenso al sur (Fig. 2). Hacia el este, la Formación Chimehuín queda restringida al faldeo occidental de la sierra de Catán Lil. En cambio, la Formación Tipilihuque, que la cubre en la Cuenca de Aluminé, aparece también entre los bloques de esta sierra y la sierra de La Atravesada (Fig. 2).

El análisis de las columnas levantadas para estas unidades (Fig. 6) permite reconocer que la secuencia puede ser subdividida en tres facies principales: facies de areniscas guijarrosas macizas o con estratificación difusa con intercalaciones de cuerpos conglomerádicos (C1), facies de conglomerados clasto sostén y areniscas con estructuras entrecruzadas con intercalaciones de limos y areniscas finas (C2) y facies de lavas basálticas olivínicas (T1).

La facies C1 está constituida principalmente por areniscas tobáceas guijarrosas de granulometría media a gruesa y moderada selección (AT en Fig. 7a). Las areniscas se presentan con estratificación difusa horizontal o macizas, con límites tenues y modificaciones físicas posdepositacionales (cambios de coloración, estructuras pedogenéticas, nidos de escarabeidos y raicillas). Saltuariamente, esta facies presenta bancos de 10 a 20 cm de espesor, de geometría tabular, constituidos de lapillitas pumíceas clasto sostén con buena selección, macizas o con estratificación fina (Fig. 7b). Intercalándose con las anteriores, se aprecian cuerpos de base cóncava hacia arriba y techo plano, con ejes preferentemente E-W, que no superan los 7 m de ancho y 1 m de espesor. Internamente se componen de conglomerados finos polimícticos con textura clasto sostén (CA en Fig. 7a) y moderada selección que se muestran macizos, con estratificación horizontal y, en ocasiones, con estratificación entrecruzada paralela a los márgenes. El armazón de esta facies está constituido por depósitos de flujos en manto areno-tobáceos hiperconcentrados (Smith, 1986; Smith y Lowe, 1991), modificados posteriormente a su depositación por

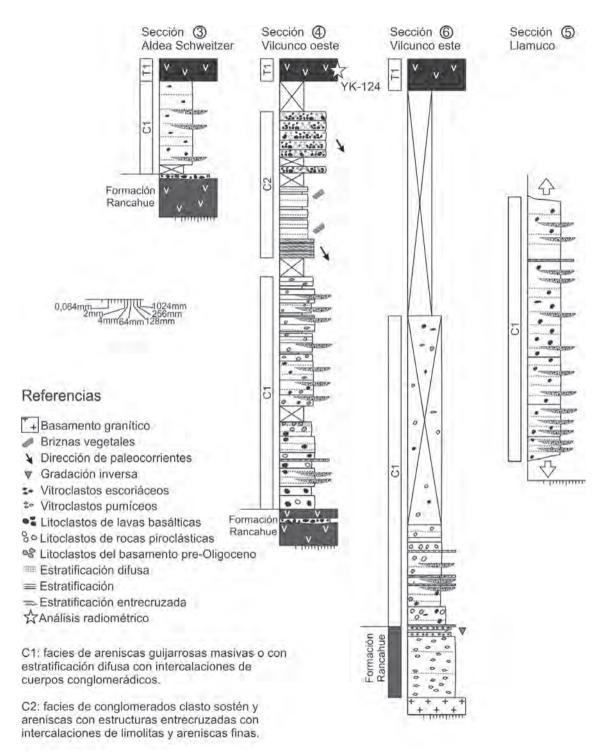
procesos pedogenéticos, bioturbación y diagénesis. La presencia de material tobáceo y de lapillitas pumíceas, interpretados como depósitos de caída relativamente proximales (Cas y Wright, 1987; Németh y Ulrike, 2007), indican fuerte influencia por parte de volcanismo explosivo de naturaleza ácida (Smith, 1987; Orton, 2002). Los cuerpos conglomerádicos representan canales monoepisódicos angostos, de relleno simple simétrico o asimétrico, minoritariamente rellenos en condiciones de alto régimen de flujo (Gibling, 2006).

La facies C2 se caracteriza por la superposición de cuerpos tabulares de conglomerados finos, polimícticos, clasto sostén, con matriz arenosa, moderada selección y estratificación horizontal, y areniscas gruesas a medias, bien seleccionadas, con laminación entrecruzada tangencial a la base, en sets de hasta 20 cm con límites netos y ondulosos (Fig. 7c). Además, aparecen areniscas muy finas o limolitas macizas o con estratificación difusa, con briznas vegetales, con intercalaciones saltuarias de lapillitas pumíceas clasto sostén de buena selección. Esta facies se asociaría con depósitos de canales en mantos poco excavados rellenos por formas de fondo gravosas en condiciones de alto régimen de flujo y arenosas originadas por la migración de óndulas y dunas 2D de pequeño tamaño (Miall, 2006). Los depósitos de areniscas muy finas y limolitas sugieren depósitos de decantación relacionados con las zonas proximales a los canales (Miall, 2006), mientras que las capas de lapillitas tabulares clasto sostén indican depósitos de caída, relativamente proximales, asociados a erupciones piroclásticas ácidas.

La facies T1 corresponde a los basaltos de la Formación Tipilihuque que coronan la sucesión miocena. Se componen de lavas basálticas olivínicas con espesores de hasta 10 m, con texturas afiricas y microporfiricas, escasamente vesiculadas y, frecuentemente, con desarrollo de disyunción columnar (Fig. 7d). Esta facies representa el establecimiento de un volcanismo efusivo caracterizado por coladas de composición basáltica que conforman geoformas mesetiformes.

## 4. Extensión oligocena y compresión miocena en la Cuenca de Aluminé

El relevamiento de secciones estratigráficas y sedimentológicas a lo largo de una transecta esteoeste a ambos lados del río Aluminé ha permitido



T1:facies de lavas basálticas.

FIG. 6. Columnas sedimentológicas levantadas para las Formaciones Chimehuín y Tipilihuque (para su ubicación véase la figura 2).

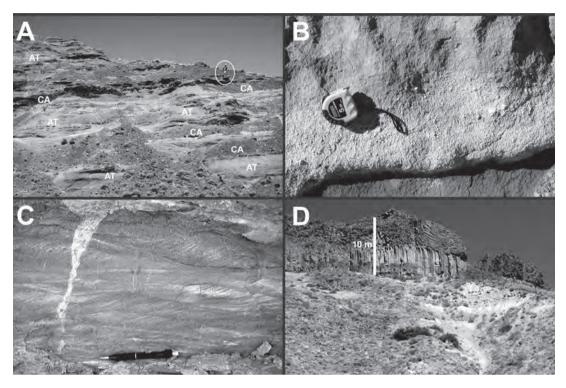


FIG. 7. A-C. Litofacies piroclásticas y sedimentarias de la Formación Chimehuín y D. Litofacies volcánica de la Formación Tipilihuque.
A. Depósitos de flujos hiperconcentrados constituidos por areniscas tobáceas guijarrosas (AT) con estratificación horizontal difusa, intercaladas con depósitos de canales (CA) de relleno conglomerádico pertenecientes a la facies C1 (véase texto); B. Bancos de lapillitas pumíceas clasto sostén con buena selección asociados a depósitos de caída relacionados con erupciones ácidas; C. Cosets de areniscas que exhiben formas de fondo 2D asociadas a depósitos de canales someros de la facies C2 (véase texto); D. Depósitos de lavas basálticas con disyunción columnar de la Formación Tipilihuque (facies T1; véase texto).

reconocer las variaciones laterales y verticales del relleno de la Cuenca de Aluminé (Fig. 8). La presencia de excelentes niveles de correlación dados por las efusiones basálticas datadas en este trabajo muestra que las formaciones Chimehuín y Tipilihuque se hallan superpuestas a la Formación Rancahue, aunque las áreas de mayores espesores de ambas unidades no coinciden (Figs. 2, 8). La Cuenca de Aluminé alberga un relleno que se extiende desde el Oligoceno alto (26±1,5 Ma) hasta el Mioceno Tardío (9,4±0,7 Ma), en condiciones estratigráficas y sedimentológicas variables, que serán analizadas a continuación.

La Formación Rancahue constituye una unidad volcánica-volcanoclástica de edad oligocena que se depositó esencialmente sobre el basamento granítico y sobre secuencias poco potentes del Jurásico y del Paleógeno (Figs. 2, 4, 8). Las variaciones en las asociaciones de facies en sentido oeste-este y el adelgazamiento de la Formación Rancahue hacia el

este (Fig. 4) sugieren que el relleno se depositó en un ambiente sedimentario-volcánico con polaridad hacia el este y procedencia mayormente desde el oeste. Las facies de areniscas guijarrosas y sabulitas y de areniscas con intercalaciones de lentes conglomerádicos (R3 y R4) representan un ambiente aluvial de alto gradiente (Blair y McPherson, 1994) donde predominan los depósitos de flujos de detritos no cohesivos (facies R3) y, minoritariamente, probablemente asociadas a depresiones dentro del ambiente aluvial proximal, se encuentran las facies areno-sabulíticas (facies R4). Hacia el este las facies sedimentarias se tornan areno-dominadas, con la aparición de canales monoepisódicos pequeños, rellenos por materiales conglomerádicos (facies R5), denotando una posición distal del ambiente aluvial (Miall, 2006). El volcanismo se encuentra representado tanto en los sectores proximales como distales, aumentando su participación hacia el oeste. El volcanismo básico se caracteriza por facies de

lavas basálticas olivínicas (facies R1), con productos originados a partir de erupciones explosivas y depósitos de flujos de detritos monomícticos no cohesivos, resultado de la rápida resedimentación y retrabajo de las primeras (Mc Phie et al., 1993). Las lavas R1 se encuentran especialmente en la base y en el techo de la sucesión. El volcanismo ácido se manifiesta a través de depósitos de corrientes piroclásticas por debajo de la temperatura de transición del vidrio, de composiciones riodacíticas (facies R2). La influencia de los derivados volcánicos se hace presente de diferentes maneras dentro de la formación Rancahue. En los sectores proximales, sobre todo en la parte basal, el ambiente aluvial se encuentra influenciado por materiales volcanoclásticos basálticos de granulometría gravosa, mientras que en los sectores cuspidales y terminales, el ambiente sedimentario se encuentra influenciado por material volcánoclástico tobáceo. Estas características reflejan, por un lado, el control del volcanismo sobre la composición y la granulometría de los materiales volcanoclásticos (Németh y Ulrike, 2007), y por otro, la mayor participación del volcanismo de tipo explosivo hacia los términos cuspidales de la Formación Rancahue. Lavas basálticas de la facies R1 cubren toda la sucesión (Fig. 8).

La procedencia general desde el oeste y el aumento en el espesor de lavas basálticas en el área occidental de la Cuenca de Aluminé indicarían una fuerte asociación de este volcanismo con las potentes secuencias volcánicas existentes en el lado chileno de los Andes (Cisternas y Frutos, 1994; Muñoz et al., 2000). Es de destacar que este relleno oligoceno es correlacionable con el descrito en el área inmediatamente al norte, en la región de Lonquimay y en la Cuenca de Cura Mallín (Fig. 1), en donde asociados a productos volcánicos y volcanoclásticos se registran, además, importantes espesores de secuencias deltaicas y lacustres (Suárez y Emparán, 1995; Radic, 2010). Las edades obtenidas en este trabajo (25±1,4 y 26±1,5 Ma) están dentro del rango de edades establecido para la secuencia inicial de la Cuenca de Cura Mallín (Suárez y Emparán, 1995; Burns et al., 2006).

Como ya se ha mencionado, la Formación Rancahue se desarrolla especialmente al oeste del río Aluminé, donde posee un espesor bastante continuo, del orden de los 500 m, y muestra mucho menor desarrollo hacia su borde occidental y al este del río Aluminé. La falla normal que se dispone paralela al río Aluminé actúa como el límite oriental de la

secuencia más potente y completa. Solamente los términos superiores de la unidad se desarrollan al este de esta estructura, con espesores que no superan los 80 m hasta desaparecer gradualmente por debajo de la Formación Chimehuín (Figs. 2, 4, 8). Al oeste, en cambio, la sección más espesa de la unidad está limitada por una falla NNW-SSE. Solamente los términos lávicos más altos se observan al oeste de la falla. El bloque oriental de la misma ha sido levantado y plegado en forma amplia, elevando los asomos de la Formación Rancahue hasta los 2.150 m solidariamente al basamento granítico (Fig. 2). Todos estos datos sugieren que la falla que limita la mayor parte de la Formación Rancahue por el oeste también se trata de una falla normal, en este caso con inclinación al este e invertida por la tectónica contraccional neógena. Esta configuración indicaría que el relleno volcánico y volcanoclástico más antiguo de la Cuenca de Aluminé se encuentra alojado en un espacio limitado por fallas normales, en un ambiente extensional. De acuerdo con este contexto geocronológico y tectoestratigráfico, la Formación Rancahue podría ser integrada al relleno del conjunto de cuencas oligocenas de carácter extensional ampliamente documentadas en los Andes chileno-argentinos centrales (Jordan et al., 2001; Burns et al., 2006).

La Formación Chimehuín, en cambio, constituye una unidad esencialmente aluvial con influencia piroclástica depositada en suave discordancia angular sobre la Formación Rancahue y también sobre el basamento o el relleno mesozoico. La asociación de facies para esta sucesión indica un ambiente aluvial-fluvial que remata con el desarrollo de un volcanismo básico formador de mesetas basálticas. Esta secuencia se encuentra ampliamente dominada por los depósitos de la facies de areniscas guijarrosas (C1), reflejando un ambiente de tipo aluvial de bajo gradiente influenciado por un volcanismo explosivo de características ácidas. La geometría de los depósitos, la interpretación hidráulica y la paleodirección de los ejes de los canales sugerirían un ambiente de bajada volcanoclástica (Smith, 1987; Orton, 2002). La presencia de canales de baja relación ancho/profundidad en sedimentos no consolidados y las características monoepisódicas, conjuntamente con el tipo de relleno indican que la facies C1 se desarrolló bajo condiciones de alta agradación (Gibling, 2006). Hacia el oeste, se manifiesta la facies de conglomerados y areniscas

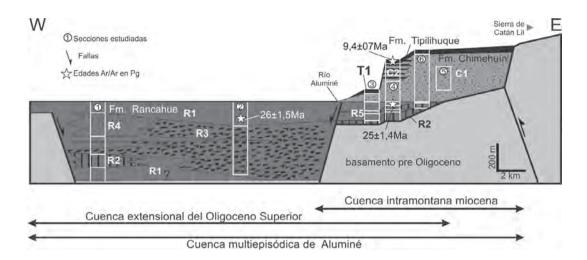


FIG. 8. Distribución de facies y esquema tecto-estratigráfico planteado para la sucesión oligo-miocena (formaciones Rancahue, Chimehuín y Tipilihuque) de la Cuenca de Aluminé. La estratigrafía se muestra nivelada al tope de la Formación Rancahue. Se muestran las columnas relevadas y los niveles datados por análisis radiométrico <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar. Para la localización de las columnas véase la figura 2.

con estructuras entrecruzadas (C2), la cual denota un ambiente de tipo fluvial caracterizado por canales en mantos, dominado por carga de lecho gravosa y arenosa, probablemente de baja sinuosidad (Orton, 2002), asociados a tramos areno-limosos que podrían ser interpretados como depósitos de planicie de inundación proximal (Miall, 2006). Si bien los datos de paleocorrientes son escasos y deben ser tomados cautelosamente, la facies C2 podría estar representando un sistema fluvial integrado que desaguaba hacia el SSE. Este paleoambiente sedimentario fue ahogado por el establecimiento de un volcanismo basáltico, representado por la facies T1 correspondiente a las lavas de la Formación Tipilihuque. A pesar de la tendencia fuertemente agradante que implican las características de las facies que la conforman, los espesores registrados para toda esta sucesión son relativamente bajos, menores a los 200 m en donde se lo pudo medir en el área de estudio. La preservación de los depósitos podría haber estado controlada por el volcanismo a través de la producción de ambientes sedimentarios agradantes por arriba del nivel de base y materiales primarios emplazados independientemente del nivel de base, en condiciones de acomodación transitorias. El material volcánico aportado al relleno de la etapa miocena de la cuenca derivaría de centros efusivos locales dispuestos al norte y al este del área de estudio (Cucchi y Leanza, 2005) sin dejar de considerar el aporte de material piroclástico desde el eje andino ubicado al oeste.

Los antecedentes geocronológicos de la Formación Chimehuín derivarían, en parte, de edades asignadas a la Formación Rancahue a la cual otros autores consideraban intercalada dentro de la primera (Turner, 1965; Vattuone y Latorre, 1998; Re et al., 2000). Teniendo en cuenta las edades oligocenas altas establecidas para el techo de la Formación Rancahue  $(26\pm1,5-25\pm1,4 \text{ Ma})$  y las edades de  $9,4\pm0,7$  a  $6,2\pm0,3$ Ma (Re et al., 2000) para la Formación Tipilihuque, queda establecido que la Formación Chimehuín se habría depositado durante el Mioceno, dentro de un lapso de 15 Ma. Los bajos espesores presentes, a pesar de la permanencia en todo su registro de un ambiente sedimentario de fuertes características agradantes, indican que la Formación Chimehuín se habría depositado en un lapso mucho menor que ese rango. Las evidencias de erosión sobre el techo de la Formación Rancahue y la discordancia angular que la separa de la Formación Chimehuín en la zona central de la cuenca confirman la existencia de un hiato entre ambas unidades. En cambio, la fuerte asociación en distribución y cambio de espesor con la Formación Tipilihuque, así como la concordancia en el pasaje entre ambas unidades, sugieren que la Formación Chimehuín se habría depositado en el Mioceno Tardío, en un lapso relativamente corto anterior a los 9,4±0,7 Ma. La edad de la Formación Chimehuín podría verse reflejada a través de las edades <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar de 13±1 Ma y 10±1 Ma obtenidas en el área por otros autores (Re *et al.*, 2000; Vattuone y Latorre, 1998; respectivamente). Este dato apunta a que el hiato entre la Formación Rancahue y la Formación Chimehuín se podría haber extendido por más de 10 Ma. Lapsos de magnitudes semejantes han sido considerados viables por otros autores en las secuencias oligo-miocenas vecinas en Chile (Burns *et al.*, 2006).

El fuerte cambio de procedencia sedimentaria con respecto a las secuencias oligocenas, así como de composición y ambiente de depositación y la visible asimetría del relleno más moderno de la Cuenca de Aluminé (con su mayor espesor hacia la sierra de Catán Lil) indican que las formaciones Chimehuín y Tipilihuque se encontrarían directamente asociadas a la generación del relieve tectónico durante la etapa contraccional andina (Fig. 8). La edad de entre 13 y 9 Ma considerada para este relleno es perfectamente compatible con la edad del acortamiento andino del Mioceno Tardío en las áreas inmediatamente vecinas (Jordan et al., 2001; Burns et al., 2006). En el área estudiada no se hallaron evidencias de estratos de crecimiento o de discordancias progresivas como en otras áreas de sedimentación neógena vecinas (D' Elia et al., 2008) aun cuando las características del relleno volcano-sedimentario son completamente correlacionables. Cabe señalar que otros autores definieron a la Cuenca de Kilka (vinculada físicamente con la Cuenca de Aluminé) como una cuenca sintectónica producida durante el levantamiento andino (García Morabito y Ramos, 2008). De acuerdo a todas estas consideraciones, es posible sugerir que el relleno mioceno se habría depositado en una cuenca de tipo intramontano, entre los bloques levantados por la tectónica andina. La Formación Tipilihuque, que corona el conjunto de depósitos de la Formación Chimehuín, se distribuye en el mismo espacio de acomodación y ha sido observada también dentro de amplios sinclinales ubicados al este de la sierra de Catán Lil (Fig. 2). Esta localización vinculada a las grandes estructuras invertidas, así como las evidencias de fallamiento que la afectan (Fig. 2), sugiere que los basaltos formarían parte del tope del relleno sintectónico.

Las evidencias presentada indican que la Cuenca de Aluminé es una cuenca multiepisódica que registra una etapa inicial extensional, desarrollada en el sector occidental de la misma. Esa cuenca extensional, de la cual se preservan algunas estructuras que limitan un área depocentral entre fallas de orientación N-S o NNW-SSE, se habría generado durante el Oligoceno. Las secuencias que la rellenan están fuertemente influidas por un volcanismo basáltico proveniente desde el oeste. Después de un lapso de algunos millones de años, durante el Mioceno Tardío, la tectónica neógena progresó principalmente a través de la inversión de las estructuras extensionales previas formando un conjunto de bloques de orientación N-S, NNW-SSE y NNE-SSW que delinearon la conformación actual de la cuenca. El relleno que acompañó a esta etapa muestra un fuerte cambio de procedencia (en este caso desde el este) y ambiente de depositación, asociado con volcanismo ácido, y se encuentra restringido al sector oriental de la cuenca. Secuencias volcánicas basálticas coronan la sucesión. La historia tectosedimentaria de la Cuenca de Aluminé sería, por lo tanto, perfectamente identificable en el marco de la historia andina neuquina y comprueba la existencia de los períodos extensionales y compresivos del Oligoceno y Mioceno, respectivamente, ya propuestos por otros autores (Jordan et al., 2001; Folguera et al., 2003). Las edades presentadas son en todo correlacionables con los episodios extensionales y contraccionales documentados en la Cuenca de Cura Mallín (Burns et al., 2006; Utgé et al., 2009; Radic, 2010).

#### Agradecimientos

Este trabajo fue financiado con fondos del Proyecto PIP 5968 (CONICET) y de Pluspetrol S.A. a través del Convenio CONICET Res.: 2391/08, por lo cual se agradece a los Licenciados G. Vergani y M. Pereira (Pluspetrol S.A). Se agradece también a los Dres. L. Spalletti y G. Veiga (CONICET-UNLP) por su colaboración durante la etapa temprana del desarrollo del proyecto y su participación en las visitas iniciales al área de estudio.

#### Referencias

Blair, T.C.; McPherson, J.G. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. Journal of Sedimentary Research 64 (3): 450-489.

Branney, M.J.; Kokelaar, B.P. 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. Geological Society of London, Memoir 27: 144 p. Londres.

- Burns, W.M.; Jordan, T.E.; Copeland, P.; Kelley, S.A. 2006. The case for extensional tectonics in the Oligocene-Miocene Southern Andes as recorded in the Cura Mallín basin (36°-38°S). *In* Evolution of an Andean Margin: A Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat.) ( Kay, S.M.; Ramos, V. A.; editors). Geological Society of America Special Papers 407: 163-184.
- Cas, R.A.F.; Wright, J.W. 1987. Volcanic successions: Modern and ancient. Chapman and Hall: 528 p. Londres.
- Chotin, P.; Giret, A. 1979. Analysis of northern Patagonian transverse structure (Chile, Argentina 38° to 42°SL.) from Landsat documents. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 7, Actas 2: 197-202. Buenos Aires.
- Cisternas, M.E.; Frutos, J. 1994. Evolución tectónicopaleogeográfica de la cuenca terciaria de los Andes del sur de Chile (34°30'-40°30' lat. S). *In* Congreso Geológico Chileno, No. 7: 6-12. Concepción.
- Cobbold, P.R.; Rossello, E.A.; Marques, F.O. 2008. Where is the evidence for Oligocene rifting in the Andes? Is it in the Loncopué Basin of Argentina? *In* International Symposium on Andean Geodynamics, No. 7: 148-151. Niza.
- Coussot, P.; Meunier, M. 1996. Recognition, classification and mechanical description of debris flows. Earth-Science Reviews 40: 209-227.
- Cristallini, E.; Bottesi, G.; Gavarrino, A.; Rodríguez, L.; Tomezzoli, R.; Comeron, R. 2006. Synrift geometry of the Neuquén Basin in northeastern Neuquén Province, Argentina. *In* Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat). (Kay, S.M.; Ramos, V.A.; editors): Geological Society of America, Special Paper 407: 147-161.
- Cucchi, R.; Leanza, H. 2005. Hoja Geológica 3972-IV Junín de los Andes, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 357: 102 p. Buenos Aires.
- D'Elia, L.; Muravchik, M.; Bilmes, A.; Franzese, J.R.; Hernández, M. 2008. Análisis estratigráfico y sedimentológico de las unidades de acumulación Mio-Pliocenas del suroeste de la provincia del Neuquén. In Congreso Geológico Argentino, No. 17, Actas 3: 1003-1004. San Salvador de Jujuy.
- Folguera, A.; Ramos, V.A.; 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.

- Folguera, A.; Ramos, V. A.; Melnick, D. 2003. Recurrencia en el desarrollo de cuencas de intraarco. Cordillera Neuquina (37°30′-38°S). Revista de la Asociación Geológica Argentina 58 (1): 3-19.
- Folguera, A.; Rojas Vera, E.; Bottesi, G.; Zamora Valcarce, G.; Ramos, V.A. 2010. The Loncopué Trough: A Cenozoic basin produced by extension in the southern Central Andes. Journal of Geodynamics 49 (5): 287-295.
- Franzese, J.R. 1995. El Complejo Piedra Santa (Neuquén, Argentina): parte de un cinturón metamórfico neopaleozoico del Gondwana suroccidental. Revista Geológica de Chile 22 (2): 193-202.
- Franzese, J.R.; Spalletti, L.A. 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. Journal of South American Earth Sciences 14: 257-270.
- Franzese, J.R.; Veiga, G.D.; Schwarz, E.; Gómez Pérez, I. 2006. Tectonostratigraphic evolution of a mesozoic graben border system: the Chachil depocentre, southern Neuquén Basin, Argentina. Journal of the Geological Society of London 163: 707-721.
- García Morabito, E.; 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): 742-761.
- García Morabito, E.; Ramos, V.A. 2008. Block uplift and intermontane basin development in the northern Patagonian Andes (38°-40°S). *In* International Symposium on Andean Geodynamics, No. 7: 227-230. Niza.
- Gibling, M.R. 2006. Width and Thickness of Fluvial Channel Bodies and Valley Fills in the Geological Record: A Literature Compilation and Classification. Journal of Sedimentary Research 76 (5): 731-770.
- Gulisano, C.A.; Gutiérrez Pleimling, A.R.; Digregorio, R.E. 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 9, Actas 1: 236-259. San Carlos de Bariloche.
- Jordan, T.E.; Burns, W.M.; Veiga, R.; Pángaro, F.; Copeland, P.; Kelley, S.; 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.
- Kay, S.M.; Burns, M.; Copeland, P. 2006. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin. *In* Evolution of An Andean Margin: A Tectonic and Magmatic View From the Andes to the Neuquén Basin (35-39°S)

- (Kay, S.M.; Ramos, V.A.; editors). Geological Society of America, Special Paper 407: 19-60.
- Lagorio, S.; Montenegro, T.; Massaferro, G.; Vattuone, M.E. 1998. Edad y geoquímica de las ignimbritas de Aluminé, provincia del Neuquén, Argentina. *In Con*greso Latinoamericano de Geología, No. 10, Actas 2: 321-325. Buenos Aires.
- Leanza, H.A. 1990. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 45 (3-4): 272-299.
- Mc Phie, J.; Doyle, M.; Allen, R. 1993. Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Tasmanian Government Printing Office: 198 p. Tasmania.
- Melnick, D.; Echtler, H.P. 2006. Morphotectonic and geologic digital map compilations of the south-central Andes (36-42°S). *In* The Andes-Active Subduction Orogeny, Volume 1: Frontiers in Earth Sciences (Oncken, O.; Chong, G.; Franz, G.; Giese, P.; Götze, H.-J.; Ramos, V.A.; Strecker, M.; Wigger, P.; editors). Springer-Verlag: 565-568. Berlin.
- Miall, A.D. 2006. The Geology of Fluvial Deposits. Springer-Verlag: 582 p. Berlin
- Muñoz, J.; Troncoso, R.; Duhart, P.; Crignola, P.; Farmer, L.; Stern, C.R. 2000. The relation of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to the late Oligocene increase in plate convergence rate. Revista Geológica de Chile 27 (2): 177-203.
- Muravchik, M.; D'Elia, L.; Bilmes, A.; Franzese, J.R. 2008. Caracterización de los depocentros de rift (Ciclo Precuyano) aflorantes en el sector sudoccidental de la Cuenca Neuquina, Argentina. *In* Congreso de Exploración y desarrollo de Hidrocarburos, No. 7, Actas, Trabajos Técnicos: 457-470. Mar del Plata.
- Németh, K.; Ulrike, M. 2007. Practical Volcanology. Lecture notes for understanding volcanic rocks from field based studies. Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary 27: 221 p. Budapest.
- Orton, G.J. 2002. Volcanic environments. *In* Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy (Reading, H.G.; editor). Blackwell Science: 485-567. Oxford.
- Radic, J.P. 2010. Las cuencas cenozoicas y su control en el volcanismo de los Complejos Nevados de Chillán y Copahue-Callaqui (Andes del Sur, 36-39°S). Andean Geology 37 (1): 220-246.
- Ramos, V.A. 1978. Estructura. *In* Congreso Geológico Argentino, No. 7, Relatorio, Geología y Recursos Naturales del Neuquén: 99-118. Neuquén.

- Ramos, V.A.; Folguera, A. 2009. Andean flat-slab subduction through time. *In* Ancient orogens and modern analogues (Murphy, J.B.; Keppie, J.D.; Hynes, A.; J.; editors). Geological Society of London, Special Publications 327 (1): 31-54. Londres.
- Rapela, C.W.; Spalleti, L.A.; Merodio, J.C. 1983. Evolución magmática y geotectónica de la 'Serie andesítica' Andina (Paleoceno-Eoceno) en la Cordillera Nordpatagónica. Revista de la Asociación Geológica Argentina 38 (3-4): 469-484.
- Ré, G.H.; Geuna, S.; López Martínez, M.G. 2000. Geoquímica y geocronología de los basaltos neógenos de la región de Aluminé (Neuquén-Argentina). *In* Congreso Geológico Chileno, No. 9, Actas 2: 62-66. Puerto Varas.
- Smith, G.A. 1986. Coarse grained nonmarine volcaniclastic sediment: Terminology and depositional process. Geological Society of American Bulletin 97:1-10.
- Smith, G.A. 1987. The influence of explosive volcanism on fluvial sedimentation: The Dischutes Formation (Neogene) in Central Oregon. Journal of Sedimentary Petrology 57: 613-629.
- Smith, G.A.; Lowe, D.R. 1991. Lahars: Volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow-hyperconcentrated flow continuum. *In* Sedimentation in Volcanic Setting (Fisher, R.V.; Smith, G.A.; editors). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 45: 59-70. Tulsa.
- Suárez, M.; Emparán, C. 1995. The stratigraphy, geochronology and paleophysiography of a Miocene fresh water interarc basin, southern Chile. Journal of South American Earth Sciences 8 (1): 17-31.
- Turner, J.C.M. 1965. Estratigrafía de Aluminé y adyacencias. Revista de la Asociación Geológica Argentina 20: 153-164.
- Utgé, S.; Folguera, A.; Litvak, V.; Ramos, V.A. 2009. Geología del sector norte de la Cuenca de Cura Mallín en las Lagunas de Epulaufquen, Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 64 (3): 231-248.
- Vattuone, M.; Latorre, C. 1998. Caracterización geoquímica y edad K/Ar de basaltos del Terciario superior de Aluminé, Neuquén. *In* Congreso Latinoamericano de Geología, No. 10, Actas 2: 184-190. Buenos Aires.
- Vergani, G.D.; Tankard, A.J.; Belotti, H.J.; Weisink, H.J. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén basin, Argentina. *In* Petroleum basins of South America (Tankard, A.J.; Suárez S., R.; Welsink, H.J.; editors). American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 383-402.