

# ESTRATIGRAFÍA DE LA REGIÓN DE CHAPELCO, PROVINCIA DEL NEUQUÉN

Leonardo ESCOSTEGUY y Mario FRANCHI

Instituto de Geología y Recursos Minerales - Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires. Emails: lescos@mecon.gov.ar  
mafran@mecon.gov.ar

## RESUMEN

Se presentan los resultados del mapeo geológico regional de la zona del cordón de Chapelco (Neuquén), donde se distinguen varias unidades volcano-sedimentarias relacionadas con el magmatismo de arco cenozoico. La más antigua, que cubre al basamento cristalino del Complejo Colohuincul, es la Formación Huitrera (Paleógeno), que constituye la base del cordón de Chapelco, y se asocia localmente con depósitos sedimentarios y lavas basálticas de la Formación Lolog, aflorante en el río Chimehuín. Un siguiente ciclo está representado en el valle del río Collón Curá por las piroclásticas de la unidad homónima, del Mioceno medio, a las que siguen depósitos epi-piroclásticos con basaltos intercalados de la Formación Caleufú, del Mioceno medio al Plioceno inferior. El magmatismo plioceno está representado por los basaltos de la Formación Chenqueniyeu, y posiblemente por los cuerpos subvolcánicos ácidos de la Formación Los Pinos, que intruyen a los estratos de la Formación Caleufú. En este trabajo se agregan a este volcanismo las lavas basálticas y andesíticas de la Formación Chapelco, que constituyen el sector cuspidal del cordón homónimo. Las coladas del Chapelco, consideradas por algunos autores como paleógenas, yacen sobre las volcanitas de la Formación Huitrera en discordancia angular, como se puede advertir en las laderas occidentales del cordón de Chapelco, en tanto que hacia el este, en las cabeceras del arroyo Quemquemtreu, cubren a los depósitos de la Formación Caleufú. Se obtuvieron dos edades K/Ar para la Formación Chapelco, de  $4,8 \pm 0,3$  y  $3,7 \pm 0,3$  Ma (Plioceno). A su vez, estas coladas son sucedidas en el cerro Puntudo Grande por un volcán basáltico que conserva su forma cónica, edificada sobre las rocas de la Formación Chapelco. El cordón de Chapelco estaría constituido en consecuencia por tres unidades volcánicas: las Formaciones Huitrera (Paleoceno) y Chapelco (Plioceno) y el Basalto Cerro Puntudo Grande (Pleistoceno).

Palabras clave: *Cordillera Patagónica, Estratigrafía, Dataciones K-Ar, Cenozoico, Neuquén*

**ABSTRACT:** *Stratigraphy of the Chapelco region, province of Neuquén.* A regional geological mapping in the Chapelco range area (Neuquén) is presented. Several volcano-sedimentary units are distinguished, related to the Cenozoic arc magmatism. The Huitrera Formation (Paleogene) is the oldest one covering the crystalline basement of the Colohuincul Complex. It constitutes the base of the Chapelco range, and it is locally associated to sedimentary rocks and basaltic flows of the Lolog Formation in the Chimehuín River area. The following cycle is composed by the mid-Miocene pyroclastic Collón Cura Formation, in the homonymous river, covered by epi- and pyroclastic deposits and basalts of the Caleufú Formation (mid-Miocene to lower Pliocene). Pliocene magmatism in the area is represented by basalts of the Tipilihuque Formation, and possibly by acidic subvolcanic stocks of Los Pinos Formation which intrudes Caleufú Fm. As a further record of Pliocene volcanism, we propose in this paper the basaltic and andesitic flows of Chapelco Formation, which compose the upper levels of Mount Chapelco. The Chapelco flows were considered by some authors as Paleogene in age. However, they unconformably overly the Huitrera Formation; as it is seen in the western slope of the Chapelco range. To the east, in the headers of Quemquemtreu River, they cover the Miocene-Pliocene Caleufú Formation. Two K/Ar ages were obtained for Chapelco Formation:  $4,8 \pm 0,3$  and  $3,7 \pm 0,3$  Ma (Pliocene). These flows are followed in the Mount Puntudo Grande by a basaltic volcano keeping its conical form, made up on rocks of the Chapelco Formation. The Chapelco range is therefore composed by three volcanic units: Huitrera Formation (Paleocene), Chapelco Formation (Pliocene) and Cerro Puntudo Grande Basalt (Pleistocene).

Keywords: *Cordillera Patagónica, Stratigraphy, K-Ar dating, Cenozoic, Neuquén*

## INTRODUCCIÓN

Las características geológicas del sector austral de la Cordillera Patagónica neuquina permanecen aún poco conocidas. Particularmente, el área del cordón de

Chapelco (Fig. 1), a pesar de su cercanía con centros turísticos de importancia, carecía de información geológica de detalle. En esta contribución se presenta el mapa geológico de la región de Chapelco y una

síntesis de su estratigrafía. De ésta, se puso énfasis en la constitución geológica de la parte superior del cordón, ya que las escasas referencias previas ofrecían información controvertida acerca de la posi-

ción estratigráfica de los centenares de metros de espesor de las lavas que lo constituyen (Groeber 1929, Martínez 1958, Dessanti 1972, González Díaz y Nullo 1980, Rapela *et al.* 1984). Un avance sobre este tema fue dado a conocer por Escosteguy *et al.* (2008).

Las tareas de campo y laboratorio, así como la interpretación de fotos aéreas de escala aproximada 1:20.000 e imágenes satelitales Landsat y Aster de escala 1:250.000 y 1:100.000 necesarios para la concreción de este trabajo, son parte del relevamiento geológico regional que lleva a cabo el Servicio Geológico Minero Argentino para la confección de la Hoja Geológica 4172-II San Martín de los Andes a escala 1:250.000.

**ESTRATIGRAFÍA**

**Complejo Colohuincul**

Esta unidad fue establecida por Turner (1965, 1973) como Formación Colohuincul para reunir a las metamorfitas de bajo grado, carentes de inyección granítica, aflorantes en el cerro homónimo en la región de Junín de los Andes, al norte del área abarcada en este trabajo. Dalla Salda *et al.* (1991a) la elevaron a la categoría de complejo, al tener en cuenta que se trata de una unidad metamórfica en la que están asociadas rocas de variada composición y con una estructura compleja.

Buenos afloramientos se aprecian en los alrededores y al sureste de San Martín de los Andes, a lo largo de unos 8 km por la ruta 234 rumbo a Bariloche y en el camino que, desde aquella ciudad, conduce a la base del cerro Chapelco.

Las metamorfitas están constituidas por gneises, esquistos, filitas cuarzosas, filitas micacíticas y cuarcitas. Los gneises son tonalíticos con biotita, sillimanita, moscovita y epidoto de color gris, de grano medio a fino, intercalados con esquistos micáceos grises oscuros de grano grueso y cuarcitas verdosas de grano fino. En general, los gneises tienen foliación y esquistosidad poco marcada. En los afloramientos sobre la ruta 234 cerca de San

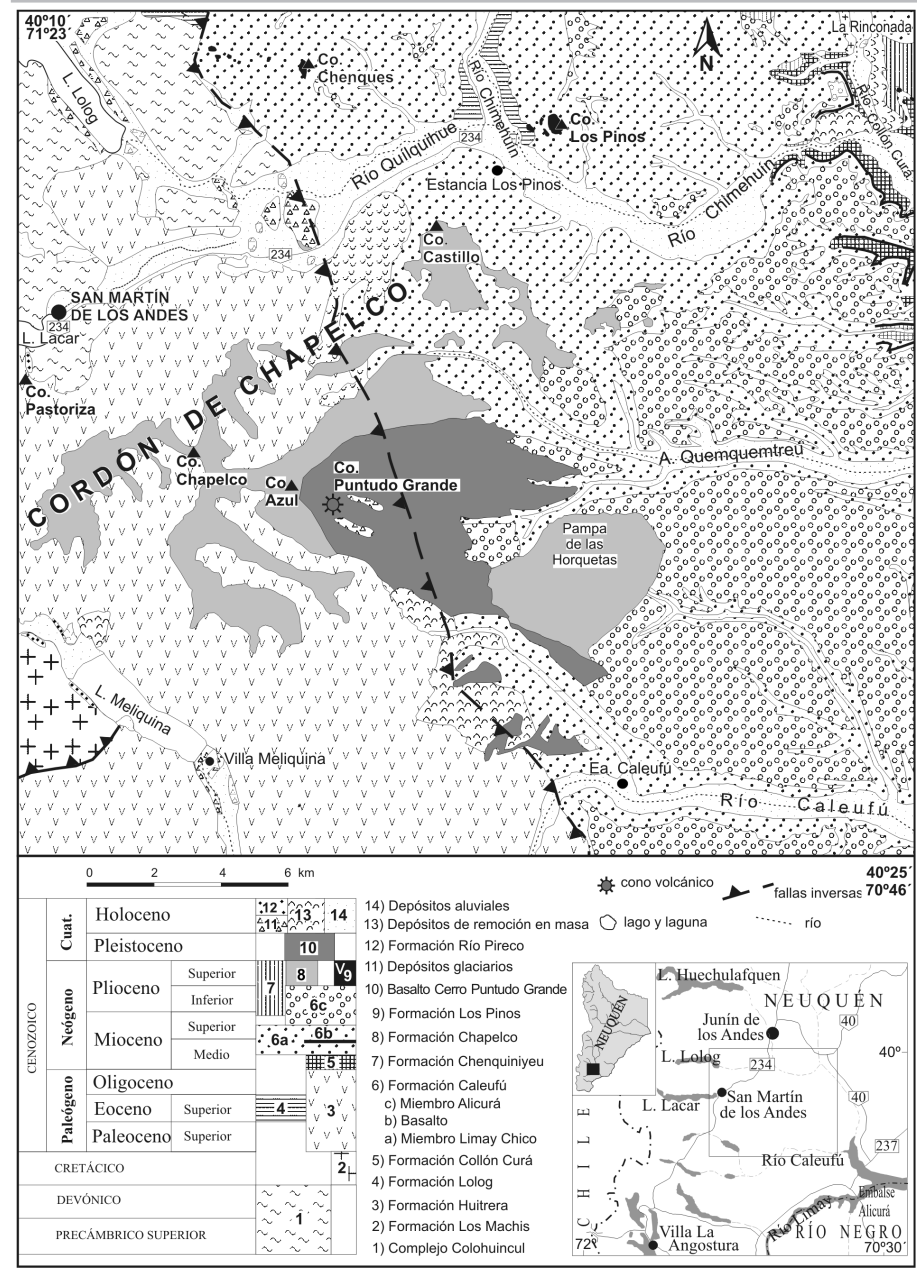


Figura 1: Mapa geológico de la región de Chapelco, provincia del Neuquén.

Martín de los Andes tienen rumbo regional N40°-60°/70°SE y al este del lago Lolog N40°-50°/80° SE.

Las migmatitas son principalmente epibolitas, asociadas a agmatitas y embrechitas, deformadas siguiendo el estilo de los gneises relacionados a una venación cuarzo-feldespática (con biotita) de rumbo general N50°/60° E y esquistos micáceos de bajo grado metamórfico, con una franca textura lepidoblástica e integrados

por clorita, biotita, moscovita, albita y cuarzo (Dalla Salda *et al.* 1991a).

Los esquistos son de color gris verdoso, de grano medio a fino, presentando ligera foliación; comúnmente forman capas de 5 a 10 cm de espesor. Con una textura granolepidoblástica a lepidogranoblástica, están compuestos por cuarzo, biotita, moscovita, plagioclasa, sericita, clorita, óxidos de hierro y rutilo, con apatita y circón.

Las filitas cuarzosas de color gris, macizas,

duros y compactas, de grano fino a muy fino, presentan una esquistosidad muy bien marcada. Las superficies de foliación pueden presentar brillo por la moscovita. Las metamorfitas del Complejo Colohuincul representan un metamorfismo variable de grado bajo y alto, derivan de areniscas grauváquicas, con delgadas intercalaciones de pelitas y areniscas cuarzosas (Dalla Salda *et al.* 1991a). En el área de trabajo, el Complejo Colohuincul está en contacto tectónico con la Formación Caleufú e intruido por los granitoides del Batolito Patagónico Cordillerano. En discordancia angular infrayace a la Formación Huitrera.

Digregorio y Uliana (1980) correlacionaron a esta unidad con el basamento ígneo-metamórfico que aflora en el sector extraandino correspondiente a la Formación Cushamen (Volkheimer 1964) y a la Formación Mamil Choique (Ravazzoli y Sesana 1977). La Formación Cushamen fue datada por Linares *et al.* (1985) en  $626 \pm 42$  Ma, en afloramientos ubicados al suroeste de Piedra del Águila, sobre la ruta nacional 234. Con posterioridad, Linares *et al.* (1988) realizaron una datación de la Formación Cushamen de  $620 \pm 15$  Ma.

Parica (1986) realizó dataciones radimétricas Rb/Sr en metamorfitas de la Formación Colohuincul provenientes del extremo occidental del lago Curruhué, que arrojaron una edad de  $714 \pm 10$  Ma. Datos similares,  $727 \pm 48$  Ma, fueron obtenidos por Dalla Salda *et al.* (1991b) para el principal evento metamórfico que dio origen a la foliación penetrativa del Complejo Colohuincul, a partir de una isócrona Rb/Sr de muestras extraídas en las márgenes del lago Gutiérrez, al sur de San Carlos de Bariloche. Contemporáneamente, Dalla Salda *et al.* (1991b) obtuvieron una edad de  $860 \pm 23$  Ma de los gneises aflorantes a unos pocos kilómetros al sur de la ciudad de San Martín de los Andes.

Sin embargo, nuevas determinaciones han revelado edades más modernas, dentro del Paleozoico. Así, Lucassen *et al.* (2004) obtuvieron una edad de  $368 \pm 9$

Ma en una isócrona Rb-Sr sobre roca total en migmatitas cercanas al lago Lácar, en tanto que Varela *et al.* (2005), a partir de estudios isotópicos, establecieron una edad de  $370 \pm 8$  Ma en migmatitas cercanas al lago Lolog, otra edad de  $435 \pm 25$  Ma en una tonalita de San Martín de los Andes y un valor de  $376 \pm 20$  Ma proveniente de una tonalita del cerro Curruhuinca. Finalmente, Godoy *et al.* (2008) obtuvieron una edad de  $393 \pm 3,3$  Ma, por el método U-Pb sobre un gneiss tonalítico ubicado en las orillas del lago Lácar. De acuerdo con estos datos, que comprenden edades del Precámbrico superior y del Devónico, queda aun sin poder establecerse correctamente la antigüedad del complejo.

#### Formación Los Machis

En el sector sureste del área estudiada afloran granitoides adjudicados a la Formación Los Machis, denominación establecida por González Díaz (1979) para agrupar a los intrusivos cretácicos del sector septentrional de la Cordillera Patagónica. En la composición de esta unidad predominan las granodioritas, reconociéndose también dioritas y más ocasionalmente otras especies como granitos y tonalitas. La roca granodiorítica dominante (hornblendo-biotítica o viceversa) es de color gris claro, grano mediano, de aspecto generalmente fresco y compuesta por plagioclasa blanca, cuarzo incoloro a grisáceo y feldespato potásico subordinado; también se reconocen macroscópicamente hornblenda y biotita, de colores negruzcos, y pirita diseminada. Un incremento en los máficos hace que la roca se torne de un gris más oscuro. Su textura es granosa mediana, hipidiomorfa, constituida por cuarzo anhedral (que exhibe en partes extinción ondulada o fragmentosa), finalmente intercrecido con ortosa peritítica, subhedral, parcialmente poiquilítica y altamente caolinizada. La plagioclasa es andesina (hasta oligoclasa) subhedral, con reemplazos parciales por cloritas, biotita, epidoto y cuarzo, o límpida; la pirita se halla finamente diseminada por toda la roca. Como máficos hay biotita subhedral

de color castaño oscuro; otras veces es una hornblenda verde o el predominio es compartido equitativamente. Se reconoce un piroxeno, alterado a anfíbol, parcialmente reemplazado por agregados fibrosos de cloritas verdes y biotita castaña.

González Díaz (1978) y González Díaz y Valvano (1978) efectuaron un adecuado y sistemático número de dataciones isotópicas (K/Ar y Rb/Sr) y obtuvieron valores absolutos que van desde los  $101 \pm 4$  a los  $80 \pm 5$  Ma, correspondientes al Cretácico.

#### Formación Huitrera

Ravazzoli y Sesana (1977) designaron con el nombre de Formación Huitrera a las volcanitas paleógenas que afloran en el cerro homónimo de la región del río Chico, en el sur de la provincia de Río Negro. Posteriormente, este término fue empleado por Volkheimer (1973) para la región de Ingeniero Jacobacci. Esta unidad es parte de la antigua entidad conocida como Serie Andesítica (Groeber 1929, 1954, Feruglio 1927, 1941, 1949). Otros autores propusieron otras denominaciones para distinguir a este volcanismo, como Serie de Nahuel Huapi (Ljunger 1931) y Formación Nahuel Huapi (Wehrli 1899). En este trabajo, los autores siguen el criterio de Cazau *et al.* (1989) de separar la antigua Serie Andesítica en Formación Ventana para las volcanitas paleógenas del borde occidental de la cuenca de Ñirihuau (más precisamente de la faja plegada de Ñirihuau) y Formación Huitrera para las de la faja oriental y nororiental. En el cordón de Chapelco la Formación Huitrera es una sucesión volcániclaística y sedimentaria que supera los 1300 metros. Está constituida por basaltos, andesitas, traquitas, ignimbritas y tobas dacíticas y riolíticas, entre las que se intercalan paquetes sedimentarios de origen continental, integrados por areniscas, conglomerados y arcilitas con mantos carbonosos.

Los basaltos y andesitas, de tonos oscuros casi negro, alternan con tobas blanquecinas, amarillentas, verdosas y rojizas, como producto de su alteración. En general, forman parte de una estructura homoclinal con inclinación suave. Una excepción

notable es el cordón de Chapelco, donde localmente las capas están inclinadas fuertemente hacia el este, rasgo que se observa mejor desde el área ubicada al noreste del lago Meliquina. Esta inclinación fuerte permite destacar el carácter discordante del contacto con las lavas suprayacentes de la Formación Chapelco.

Al noreste de la ciudad de San Martín de los Andes, potentes mantos de andesitas y basaltos han sufrido remoción en masa, y forman parte de enormes deslizamientos rotacionales que le confieren a esta unidad una mayor inclinación hacia el sureste.

Los basaltos son de color gris oscuro, presentan textura porfírica, con fenocristales de labradorita (1 mm), en individuos tabulares alargados, de maclado bien definido y frecuentemente zonales. Poseen olivinas de menor tamaño (0,5 mm), de contorno idiomorfo, en las que es común observar en bordes y grietas de alteración a iddingsita de coloración castaño rojizo, y en otras una parcial alteración a antigorita verdosa amarillenta. En cantidades menores se reconocen individuos prismáticos de hornblenda verde, con fuerte pleocroísmo. La pasta es intergranular, caracterizada por la presencia de tablillas de plagioclasa y abundantes gránulos de magnetita y piroxeno, mostrando por sectores muy pequeños un enriquecimiento clorítico.

La facies mesosilícica (dacítico-andesítica), consiste en una monótona sucesión de mantos ignimbríticos de entre 10 y 80 m de espesor con intercalaciones de andesitas fluidales y brechas volcánicas y de delgados niveles vitrofíricos. Macroscópicamente, la mayoría de los mantos ignimbríticos evidencian poca homogeneidad, con variado grado de aglutinamiento y/o desvitrificación. Sus componentes consisten en fragmentos pumíceos, líticos y cristaloclastos y polvo cinerítico. Los minerales más frecuentes son: la plagioclasa con predominio de oligoclasa alcanzándose en ciertos casos la composición de una andesina ácida, el cuarzo muy escaso como cristaloclasto, los clinopiroxenos poco abundantes pero frecuentes y hornblenda y biotita que aparecen por excepción. Los fragmentos líticos dominantes son

de rocas volcánicas de textura hialopilitica o intersertal. Hay además fragmentos de tobas con dispar desvitrificación. Las dimensiones de los fragmentos varían entre 1 y 10 centímetros. Al microscopio, los cristaloclastos de plagioclasa son euhedrales a subhedrales, con bordes irregulares, siendo comunes los individuos con engolfamientos irregulares y se comprobó en muchos casos la existencia de cristales con bordes más ácidos que la parte interna. Los cristaloclastos de cuarzo son escasos, tienen forma irregular, con engolfamientos frecuentes. Los clinopiroxenos (¿augita?) se hallan fracturados y parcialmente corroídos; la biotita, subhedral, ocasionalmente suele estar deformada y la hornblenda es fresca y está fracturada. Los litoclastos son angulosos a subangulosos, constituidos principalmente por fragmentos de rocas porfíricas de composición andesítica, afaníticas, de tobas y trozos vítreos fluidales. La matriz está compuesta por trizas y fragmentos pumíceos, distribuidos en un material vítreo más fino; hay incipiente desvitrificación, que sólo afecta a las trizas y también al fino material intersticial.

En cuanto a su relación estratigráfica, esta unidad suprayace en discordancia angular a rocas del Complejo Colahuin y la cubren, en igual relación, las formaciones Collón Cura y Chapelco. Estas rocas presentan continuidad física hacia las regiones extraandinas ubicadas al sur y sureste del área de este trabajo. Un considerable número de dataciones radimétricas (Rabassa 1975, González Díaz 1979, Rapela *et al.* 1983, Cazau *et al.* 1989, Latorre y Vattuone 1998) permite delimitar a esta unidad en un intervalo de formación entre los  $60 \pm 5$  y  $24 \pm 1$  Ma, es decir desde el Paleoceno temprano hasta el Oligoceno.

### Formación Lolog

Groeber (1929) fue el primero en referirse a un “grupo de areniscas” que aflora al pie de la “cordillera de Junín de los Andes”, al oeste de la estancia Collón Co, a las que correlacionó con otras similares que se encontraban en el arroyo Carbón,

al sur del lago Traftul. Posteriormente, Turner (1973) separó a estas sedimentitas continentales y las describió como unidad litológica independiente, a la cual denominó Formación Lolog.

En el ámbito del área abordada en este trabajo, se observaron otros dos afloramientos, además del que se encuentra en el sector de la estancia Collón Co, descrito por Turner (1973); uno de ellos está ubicado al norte del puente de la ruta nacional 234 sobre el río Quilquihue, y está constituido en la base por una colada de basalto, de color negro, de 5 m de potencia, seguido por una sucesión de conglomerados, areniscas y arcilitas de tonalidades grises. Los conglomerados, matriz-sostenidos que predominan en la columna, tienen clastos redondeados y esféricos de rocas volcánicas de entre 1 y 15 cm de diámetro mayor, excepcionalmente se han observado clastos de granitos. El espesor es de unos 50 m, con rumbo N 22° O e inclinación 15° SO.

El otro afloramiento se halla a unos 3 km del primero, en la margen izquierda del valle del río Chimehuín, muy próximo al puente de la estancia Los Pinos sobre el curso citado. Desde la base, asoma un basalto de color negro, de 10 m de potencia, seguido por una sucesión de 15 m de areniscas medianas y lutitas negras, con restos de lignitos y troncos fósiles. Estas capas tienen un rumbo N 20° O e inclinación 12° NE.

En cuanto a su relación estratigráfica, en la estancia Collón Co, la Formación Lolog se apoya en discordancia angular sobre el Complejo Colahuin y está en contacto por falla con la Formación Calefú. Los afloramientos situados en ambas márgenes del río Chimehuín están cubiertos en discordancia angular por las sedimentitas de la Formación Calefú.

Groeber (1929) correlacionó a estas sedimentitas con unos lignitos que afloran en el arroyo Carbón, al sur del lago Traftul, asignándoles una edad oligocena inferior a media, en tanto que Turner (1973) propuso para esta unidad una edad eocena superior. La cercanía de los afloramientos de las Formaciones Huitrera y Lolog,

dispuestas en una faja paralela al cordón de Chapelco, y sus relaciones estratigráficas similares, sugieren que las dos unidades podrían ser distintas manifestaciones del mismo episodio tectomagmático.

### Formación Collón Curá

Roth (1899) fue quien mencionó por primera vez la presencia de una toba gris, muy homogénea, de masa compacta, con un espesor de 50 m, en la sección basal del tramo inferior del valle del río Collón Curá. Groeber (1929) propuso la denominación Colloncurensis para estos depósitos, con el fin de independizar a esta unidad del Santacrucesense de la provincia de Santa Cruz, con la que los había correlacionado Roth (1899). Posteriormente, Groeber (1946, 1951) relacionó a esta unidad con el Palaocolitense inferior. En el relevamiento de la Hoja 38c, Piedra del Águila, Galli (1969) también utilizó el referido término Colloncurensis.

Fue Yrigoyen (1969) quien denominó a la unidad como Formación Collón Curá, y desde allí en adelante fueron varios los autores que trataron esta clásica entidad: Digregorio (1972), Dessanti (1972), Rabbassa (1975), Nullo (1979) y Leanza y Leanza (1979), en tanto que Turner (1973) incluyó a las tobas grises del Colloncurensis como miembro inferior de una nueva unidad, Formación Chimehuín, cuyo miembro superior estaba integrado por las Areniscas Azuladas (Galli, 1954). González Díaz y Riggi (1984) cuestionaron la validez de esta nueva unidad y establecieron su total correspondencia con las Formaciones Collón Curá y Río Negro.

El Miembro Ignimbrita Pilcaniyeu fue descrito regionalmente por Rabassa (1975) como parte de la Formación Collón Curá; años más tarde, Mazzoni y Stura (1990) realizaron estudios más detallados sobre estos flujos piroclásticos. Este miembro no aflora en el área de este trabajo.

En ambas laderas del valle del río Collón Curá, que se consideran como la localidad tipo, la unidad está integrada por tobas vitrocrystalinas, sin estructuras sedimentarias visibles, macizas, de aspecto homogéneo, bien consolidadas, a veces con

una ocasional estructura orientada que resulta de la disposición de concreciones calcáreas que suelen presentarse en ellas. Su color gris amarillento es regionalmente constante, tanto vertical como horizontalmente. En muestra de mano, se caracterizan por su aspecto moteado, dado por la presencia abundante de cristaloclastos. Esta homogeneidad litológica, su aspecto macizo y su composición piroclástica, sumados a su color claro y uniforme, son las características distintivas de la Formación Collón Curá. Otras muestras de tobas vitrocrystalinas están integradas por trizas regulares, filamentosas y de formas redondeadas huecas, asociadas a fragmentos de pumita con la clásica estructura vesicular, que en algunos casos es muy fina y alargada; generalmente se presentan en tamaños que alcanzan los 2 mm, de modo que son fácilmente identificados en las muestras de mano por su coloración blanquecina. En cantidades subordinadas se encuentran cristaloclastos quebrados, compuestos principalmente por andesina, mostrando una tonalidad poco acentuada los de mayores dimensiones. Como minerales ferromagnésicos hay escasos individuos de hornblenda e hipersteno, a los que se suman pequeños gránulos de opacos. Completan el cuadro composicional fragmentos líticos volcánicos representados por pastas intersertales y vítreas con evidencias de fluidalidad: la matriz es principalmente arcillosa, de distribución irregular, con oclusión completa de los espacios intersticiales en algunos sectores de la roca. Existen nódulos, concreciones y más ocasionalmente niveles concrecionales, caracterizados por sus formas redondeadas que sobresalen en la superficie del conjunto por su mayor dureza, como resultado de la erosión diferencial; sus tamaños comúnmente son inferiores a los 10 centímetros. Las concreciones se deben a soluciones salinas (bicarbonato de calcio), que se han infiltrado a través de la porosidad primaria de estos sedimentos piroclásticos, precipitando como carbonato de calcio (calcita) en agregados microcrystalinos o micríticos vinculados a la matriz arcillosa, en mosaicos subesparíti-

cos, que rellenan los espacios vacíos del sedimento original, o desarrollándose como un único cristal, de contornos adaptados a las oquedades abiertas de los clastos de pumitas.

En el valle del río Collón Curá, la Formación Collón Curá alcanza una potencia aproximada de 130 metros. En el área de trabajo la base de esta unidad no está expuesta. Más al sur, las piroclásticas han rellenado las depresiones y valles de un paleorrelieve paleógeno, apoyándose mediante una discordancia angular sobre las volcanitas de las formaciones Huitrera y Cerro Petiso y sobre rocas del basamento cristalino (Escosteguy *et al.* 2008). El techo de la Formación Collón Curá está marcado por una discordancia que la separa del Miembro Limay Chico de la Formación Caleufú. Esta discordancia implica el cambio a un predominio de material epiclástico y típicas estructuras de corriente, que marcan un contraste litológico en el pasaje de una a otra unidad. Esta relación se puede observar bien a lo largo del valle del Collón Curá. La distinción entre las dos unidades puede ser dificultosa en aquellos sitios en que los bancos de epiclásticas basales de la Formación Caleufú tienen una apariencia muy similar a los de la Formación Collón Curá. Esto puede llevar a considerar erróneamente los tramos basales de la Formación Caleufú como pertenecientes a la infrayacente Formación Collón Curá, especialmente donde aquella está formada por depósitos poco modificados de ésta (González Díaz *et al.* 1988).

La edad de esta unidad es conocida desde hace más de un siglo gracias a la importante colección de mamíferos fósiles que realizó Roth (1899), que fueron interpretados como de edad miocena media. Posteriormente, estudios de los vertebrados de la fauna "Santacrucesense-Friasense" permitieron obtener una edad del Mioceno medio a superior (Pascual y Odreman Rivas 1971). Estas edades fueron corroboradas por dataciones radimétricas de muestras de la facies piroclástica que resultaron en valores de  $11 \pm 1$  Ma (González Díaz y Nullo 1980). Rabassa (1975)

realizó un estudio radimétrico K/Ar en un concentrado de biotita del Miembro Pilcaniyeu Ignimbrita, que arrojó un valor de 15 Ma. Más tarde, Mazzoni y Benvenuto (1990) obtuvieron edades de 14,1 Ma para estos flujos. Dataciones de muestras obtenidas de tobas de la base de esta unidad dieron edades más jóvenes, entre 10,7 Ma y 11,5 Ma (Cazau *et al.* 1989). Giacosa *et al.* (2001) adoptaron para la Formación Collón Curá una edad miocena media basal-miocena tardía basal (Langhiano-Tortoniano). Basado en los estudios anteriores, se asigna esta unidad al Mioceno medio.

### Formación Caleufú

La Formación Caleufú fue propuesta por González Díaz *et al.* (1986) a partir de una reinterpretación de las Formaciones Río Negro y Alicura, en la que ambas unidades sedimentarias fueron atribuidas a un único ciclo agradacional continental del Neoterciario, en el área del valle del río Collón Curá.

La denominación de Formación Río Negro para las “areniscas azuladas” de la región del Collón Curá es de larga data, y tiene sus orígenes en la comparación de estas sedimentitas con las que afloran en el valle del río Negro. Cuando Roth (1899) hizo la descripción del área, identificó un “arenisco gris” que se asemeja mucho al “arenisco gris del río Negro en Choele Choel”.

En la región del río Collón Curá, Wichmann (1934) denominó a esta unidad Formación Río Negro repitiendo la comparación con aquellas rocas distantes. En cambio, en el relevamiento de la Hoja 38c, Piedra del Águila, Galli (1969) utilizó el término Formación de las Areniscas Azuladas para describir a estas sedimentitas. Por otra parte, la denominación de Formación Alicura fue aplicada por Dessanti (1972) para identificar a las arenas, gravas, rodados y bloques que se extienden principalmente en la pampa de Alicura, constituyendo una planicie de agradación disectada y cubierta por basaltos holocenos. Estos depósitos fueron interpretados como glacioluviales (González Díaz y

Nulló 1980) o como correlativos de los Rodados Tehuelches (Dessanti 1972). Nulló (1979) y González Díaz y Nulló (1979) consideraron que esta unidad era más moderna que los basaltos de la Formación Chenquenyey (Coyocho, Tipilihuque) y por lo tanto le atribuyeron una edad pleistocena.

De este modo, en el área de Collón Curá se habían definido tres ciclos de agradación continental entre el Mioceno y el Pleistoceno que, salvando las diferencias de denominación, corresponderían a las Formaciones Collón Curá, Río Negro y Alicura. Ante la falta de elementos que permitieran acotar la edad de las unidades superiores, la Formación Río Negro fue considerada como “terciaria superior” por Galli (1969) o bien del Plioceno medio por su equiparación con la Formación Río Negro en su área tipo (Nulló 1979).

Turner (1973) incluyó a las tobas grises del Colloncurensis de Groeber (1929) como Miembro Inferior y a las Areniscas Azuladas de Galli (1969) como Miembro Superior de la Formación Chimehuín, criterio que fue seguido por Cucchi *et al.* (2006). Sin embargo, González Díaz y Riggi (1984) cuestionaron la validez de la Formación Chimehuín, dada su total correspondencia con dos unidades preexistentes y perfectamente diferenciables, las Formaciones Collón Curá y Río Negro. Finalmente, González Díaz *et al.* (1986) reinterpretaron la posición estratigráfica del basalto Chenquenyey con respecto a las Formaciones Río Negro y Alicura y propusieron un pasaje gradual entre la Formación Río Negro y la suprayacente Formación Alicura. Establecieron así una única unidad, la Formación Caleufú, dividida en dos miembros: Limay Chico y Alicura. En el nuevo esquema el Miembro Limay Chico, equivalente aproximado de la antigua Formación Río Negro, integra una secuencia granocreciente que pasa gradualmente a los conglomerados del Miembro Alicura. La secuencia en su conjunto fue interpretada por González Díaz *et al.* (1986) como el producto de la depositación en un frente orogénico y

asociada con la Fase Quéchuica de la orogenia Andina. Esta interpretación, sumada a nuevas dataciones radimétricas proporcionadas por González Díaz *et al.* (1990), permitieron restringir la edad de la Formación Caleufú al Mioceno medio-tardío (¿Plioceno para Alicura?).

### Miembro Limay Chico

Este miembro está compuesto principalmente por areniscas, tufitas, conglomerados y pelitas, que se caracterizan por diversos factores: su aspecto clástico, la presencia frecuente de vidrio volcánico en trizas y pumitas, el predominio de una coloración gris a gris azulada, y un importante desarrollo de estructuras sedimentarias, principalmente estratificación entrecruzada. En algunas localidades, como en el perfil de La Rinconada, presenta tobas e ignimbritas en su parte superior. Esta facies ignimbrítica del techo del Miembro Limay Chico forma un banco continuo de 15 m de espesor en la parte superior del cordón que une los cerros de La Virgen y Mesa (Tipilihuque). El Miembro Limay Chico incluye además lavas y diques basálticos alojados cerca de su base.

Los basaltos que se intercalan cerca de la base del Miembro Limay Chico aparecen aguas arriba de la confluencia de los ríos Chimehuín y Aluminé, con su centro efusivo situado en la margen derecha del río Collón Curá, entre la quebrada de Alinco y el valle del Chimehuín (González Díaz *et al.* 1986).

En La Rinconada, el Miembro Limay Chico está representado por una sucesión de unos 150 m de espesor que inclina unos 8° al ONO (González Díaz y Riggi 1984), compuesta principalmente por tufitas y pelitas, con areniscas subordinadas y muy escasas tobas, diatomitas y tufo-psamitas. Las tufitas están integradas por materiales epiclásticos y piroclásticos en proporciones variables; los componentes piroclásticos son más abundantes hacia el techo y la base del perfil, mientras que la parte media se caracteriza por una mayor proporción de componentes epiclásticos, lo que le confiere a las rocas

tonalidades más oscuras por la presencia de líticos volcánicos y minerales pesados. Las areniscas y tufitas están compuestas por clastos de fragmentos líticos, vidrio volcánico (trizas y pumitas), plagioclasa y minerales pesados. Tienen baja selección y clastos de formas subangulosas, angulosas y subredondeadas, todo lo cual indica inmadurez mineralógica y textural (González Díaz y Riggi 1984). Los fragmentos líticos son principalmente de origen volcánico, afaníticos, con predominio de pastas intersertales, aunque también se han reconocido texturas felsíticas y ocasionalmente vitrofíricas. El vidrio es mayoritariamente de origen piroclástico, en forma de trizas y clastos de pumita. También se observa vidrio volcánico como obsidiana. La plagioclasa es andesina, con oligoclasa subordinada, en cristales tabulares y zonados. Como minerales pesados aparecen hipersteno, augita, hornblenda y escasa oxihornblenda (González Díaz y Riggi 1984). La cementación es pobre, particularmente en las tufitas y areniscas de colores más oscuros. El color azulado característico de esta unidad es producto de la película arcillosa que cubre a los clastos de origen volcánico, de color oscuro, y que se forma autigénicamente a partir de la alteración de las pastas de estos clastos (González Díaz y Riggi 1984). Las pelitas son más frecuentes en la parte media del tramo superior del perfil; contienen montmorillonita, componentes tufíticos y restos orgánicos como frústulos de diatomeas, espículas de esponjas y células de gramíneas.

Los estratos del Miembro Limay Chico adoptan formas lenticulares, o con estructuras de corte y relleno con estratificación entrecruzada. Internamente, los bancos son macizos, con estratificación horizontal o entrecruzada. La estratificación se observa con más nitidez cuando se produce alternancia de colores entre láminas claras de material piroclástico (trizas y pumitas) y oscuras de material epiclástico (fragmentos líticos).

La presencia de un manto basáltico en el Miembro Limay Chico ha sido documentada en el valle del río Collón Curá. Aun-

que por mucho tiempo se interpretó que este basalto se ubicaba en la base de este miembro y sobre la subyacente Formación Collón Curá, las observaciones de González Díaz *et al.* (1988) en el puesto El Álamo permitieron establecer que el manto se intercala en la sección basal del Miembro Limay Chico, unos 2 m por encima de su base, marcada allí por un conglomerado que sucede a un paquete de tobas. Se trata de un basalto vesicular, de color gris oscuro, constituido por fenocristales de plagioclasa y olivina serpentinizada, en una pasta intersertal ferruginosa.

### Miembro Alicura

Está formado principalmente por conglomerados con intercalaciones de areniscas y tufitas, y algunas acumulaciones piroclásticas delgadas. El espesor es muy variable, desde unos 12 m hasta 60 metros. Los clastos de los conglomerados del Miembro Alicura tienen una composición similar a los del Miembro Limay Chico, con un predominio de rocas volcánicas que procederían de la Formación Huitrera, y clastos graníticos derivados del plutonismo paleozoico (rosados) o cretácico (gris-verdosos, hornblendobiotíticos). Los tamaños de los clastos, sin embargo, están en el campo del conglomerado grueso, hasta bloques pequeños (de aproximadamente 50 cm), que ocasionalmente pueden llegar a los 3 m de diámetro. Hacia el oeste los tamaños de los bloques aumentan. Estos clastos tienen buen redondeamiento y buena esfericidad. La matriz es psamítica, con cemento arcilloso. Los bancos tienen formas lenticulares y estratificación muy irregular, que en algunos casos puede definir una grosera disposición diagonal.

El pasaje del Miembro Limay Chico al Miembro Alicura está marcado por la presencia de una facies ignimbrítica en el sector andino. Esta facies está ausente en el sector extraandino. En este sector, por lo tanto, el pasaje entre ambos miembros es gradual, sin que medie discordancia ni hiato importante, tal como se observa en el río Caleufú (González Díaz *et al.* 1990). Allí, el Miembro Alicura, predominante-

mente pefítico y poco consolidado, muestra hacia la base intercalaciones cada vez más abundantes y lentiformes de areniscas o tufitas similares a las que constituyen el Miembro Limay Chico.

La Formación Caleufú es cubierta en discordancia por efusiones lávicas de la Formación Chapelco; esta relación se observa claramente en el sector ubicado al norte de la estancia Caleufú.

Localmente, la pedimentación ha eliminado al Miembro Alicura, y con posterioridad se han depositado coladas basálticas o conglomerados más modernos sobre el Miembro Limay Chico. Esto puede dar lugar a confusiones en la interpretación estratigráfica, ya que, como puntualizaron González Díaz *et al.* (1986), estos conglomerados pueden ser erróneamente atribuidos al Miembro Alicura, o bien los basaltos pueden interpretarse como interpuestos entre ambos miembros. González Díaz *et al.* (1986) definieron una depresión tectónica o fosa de Collón Curá, con un relleno asimétrico, dentro de la cual los mayores espesores de la Formación Caleufú se registran hacia el oeste, superando los 300 m en Piedras Bayas o en el valle del río Caleufú.

González Díaz *et al.* (1990) obtuvieron edades K/Ar sobre dos tobas intercaladas en el Miembro Limay Chico, que arrojaron valores coincidentes de  $14 \pm 1$  Ma, y sobre la facies ignimbrítica del techo de este miembro en el arroyo homónimo, que dio  $8 \pm 2$  Ma. Los autores informaron también sobre el hallazgo de placas de gliptodontes en el tramo superior del Miembro Limay Chico, altiméricamente por encima de las tobas datadas en  $14 \pm 1$  Ma. Si bien no se determinó género y especie, las placas fueron comparadas con otros elementos "pan-araucanienses" presentes en unidades asignadas al Chasiense, Huayqueriense y Montehermosense (Mioceno-Plioceno).

La depositación de la Formación Caleufú coincidiría entonces con la fase quéchui-ca de la orogenia andina, registrada en el Mioceno tardío. Esto es consistente con las edades K/Ar en tobas e ignimbritas

que permitirían situar al Miembro Limay Chico en el Mioceno medio a tardío, en tanto el Miembro Alicura podría llegar hasta el Plioceno inferior.

### Formación Los Pinos

El afloramiento tipo de esta unidad se ubica en el cerro Los Pinos, en los campos de la estancia homónima, al noreste de la confluencia entre los ríos Chimehuín y Quilquihue. Otros asomos están situados al norte de este último curso, conformando el cerro Chenques y otros innominados. Geomorfológicamente, conforma un conjunto de necks que sobresalen de un paisaje labrado por la acción fluvial en sedimentitas neógenas.

La Formación Los Pinos está constituida por riolitas de textura porfírica de color gris rosado. Los fenocristales son traslucidos de hasta 0,5 cm. Presenta bandeamiento dado por la presencia de lentes alargados de coloración clara. Es una roca muy porosa.

Al microscopio se observa una textura porfírica, fluidal y vesicular, con fenocristales de sanidina euhedrales a subhedrales límpidos, oligoclasa euhedrales a subhedrales de menor tamaño, maclados y con zonación múltiple oscilatoria, y escasa biotita resorbida por minerales opacos. La pasta es de textura felsítica, fluidal y muy vesiculada. Se distinguen microlitos de feldespatos de hábito tabular corto con orientación paralela. Se observa la presencia de abundantes esferulitas de feldespatos. Las vesículas son irregulares y están tapizadas por cristobalita, en ocasiones llegan a formar amígdalas, y son alargadas marcando fluidalidad. La presencia de esferulitas sugiere que esta roca fue primeramente vítrea y que con posterioridad se desvitrificó a un agregado felsítico.

Sobre la base de su relación de intrusión en las sedimentitas de la Formación Calefú, se considera una edad pliocena superior para esta unidad.

### Formación Chapelco

Groeber (1929) mencionó como Basalto I a las lavas situadas en la parte alta de la serranía de Chapelco, en el marco de un

extenso estudio geológico de toda la provincia del Neuquén. Posteriormente, la unidad fue descrita como “rocas volcánicas del Chapelco” por Martínez (1958), quién diferenció lavas y brechas de basalto y andesitas que forman la cúspide del cordón de Chapelco, al sureste de la ciudad de San Martín de los Andes. El rango formacional fue otorgado por Dessanti (1972), en tanto González Díaz y Nullo (1980) las incluyeron en la Formación Rancahue. Rapela *et al.* (1984), por su parte, al analizar el volcanismo del Paleógeno en la parte extraandina de Río Negro y áreas contiguas, se refirieron a las dos fajas que las constituyen: la occidental o andina (Formación Ventana) y la oriental o extraandina (Formación Huitrera). Las volcanitas del cordón de Chapelco en su conjunto fueron incorporadas a la faja occidental.

La Formación Chapelco tiene su mejor exposición en la parte alta del cordón de Chapelco, incluyendo la meseta Alta y los cerros Chapelco y Azul. La constituye una potente sucesión de coladas de basaltos y andesitas que alcanzan aproximadamente los 480 m de espesor en el cerro Chapelco (2394 m), posible centro eruptivo desmantelado por la erosión (Dessanti 1972). Otras posibles bocas de emisión corresponden a los cerros Azul y Castillo. En el filo del cordón de Chapelco los basaltos son de color gris verdoso oscuro, con fenocristales de plagioclasa de hasta 4 mm de hábito tabular, en una pasta afanítica. Al microscopio, la textura es porfírica con pasta intersertal. Los fenocristales (10 %) principales son andesina, augita, minerales opacos e hipersteno. La pasta (90 %) está constituida por labradorita, augita, cloritas y minerales opacos. La andesina se presenta en cristales euhedrales a subhedrales con zonación múltiple oscilatoria. Suele incluir minerales opacos y cristales pequeños prismáticos de color verde pálido de apatita. La augita presenta cristales euhedrales a subhedrales y suele formar cumulosos junto a la andesina. El hipersteno aparece en pequeños cristales euhedrales. La pasta está integrada por delgadas microlitas de labradorita orienta-

das en forma subparalela junto a abundantes gránulos de piroxeno y de minerales opacos. Intersticialmente se observa una microfelsita levemente alterada a agregados cloríticos. La microfelsita se encuentra compuesta por feldespatos alcalinos, analcima y gránulos de apatita. Se observan vesículas irregulares de hasta 1 cm de largo por 0,1 cm de ancho, muchas llegan a formar amígdalas de color verde pálido con orientación aproximadamente paralela.

En la zona del arroyo La Tranquera los basaltos son de color gris oscuro y al microscopio son porfíricos, con pasta intersertal. Los fenocristales (1 %) están compuestos por plagioclasa con reemplazos de carbonatos y arcillas, mafitos prismáticos que por el hábito se trata de piroxeno también con reemplazos de carbonatos y cloritas, y minerales opacos. La pasta (99 %) la forman microlitos delgados de plagioclasa suborientados. Entre los intersticios se ubican abundantes gránulos opacos, cristales de piroxeno, agregados arcillosos y carbonatos micríticos.

Al norte del cordón de Chapelco afloran andesitas de color gris, de textura porfírica con pasta afanítica. Los fenocristales (35 %) más abundantes son de plagioclasa (andesina) pero los hay también de olivina parcialmente alterada a iddingsita y de piroxeno (probable augita). En la pasta también predomina la plagioclasa, en forma de microlitas tabulares moderadamente alargadas e imperfectamente orientadas. Está acompañada por pequeños cristales subidiomorfos de piroxeno, minerales opacos y secundarios.

La Formación Chapelco se dispone subhorizontalmente sobre las Formaciones Huitrera y Calefú. Dada la similitud litológica, resulta difícil establecer el límite entre las Formaciones Chapelco y Huitrera cuando estas se encuentran en contacto, excepto en los lugares en los que la Formación Huitrera está más inclinada, haciéndose más visible la relación de discordancia angular. La discordancia puede advertirse en las laderas del cordón Chapelco y su mayor angularidad se observa en el lado sudoeste, visto desde las cercanías de la estancia Calefú y el lago



Meliquina.

La relación estratigráfica entre las Formaciones Chapelco y Caleufú se observa con claridad al norte de la estancia Caleufú, donde lavas en continuidad física con las del cordón Chapelco se apoyan sobre sedimentitas del Miembro Limay Chico. A esta unidad la suprayacen lavas del Basalto Cerro Puntudo Grande, al oeste del cordón de Chapelco.

Groeber (1929) le asignó una edad miocena al Basalto I equivalente a la Formación Chapelco, y posteriormente fue asignada al Palaocolitense superior (Groeber 1946). Dessanti (1972) le asignó a la Formación Chapelco una edad pliocena superior-pleistocena inferior. La edad de la base fue propuesta a partir de la relación estratigráfica con la unidad subyacente, Formación Río Negro. Este autor también correlacionó estas rocas con las andesitas augíticas que coronan las mesetas del Arco y Lonco Luan, al norte y este del lago Aluminé y con el Coyocholitense (ex basalto II) equiparado por Groeber (1951) con el Piso Calabriense.

Se han realizado dataciones radimétricas (K/Ar) de dos muestras de la Formación Chapelco; una de ellas fue obtenida en la cúspide del cordón de Chapelco, al sur del cerro Teta, cuyo análisis resultó en  $4,2 \pm 0,2$  y  $3,7 \pm 0,3$  Ma; la segunda, extraída en el arroyo Auquinco, dio una edad de  $4,8 \pm 0,3$  Ma. Por otra parte, la Dirección Nacional del Servicio Geológico-Secretaría de Minería (1982) dató una andesita extraída de la parte superior del cerro Pastoriza, mediante el método K/Ar, sobre roca total, que arrojó una edad de  $4,6 \pm 1,6$  Ma. Este cerro se localiza a unos kilómetros al sur de Quila Quina, regionalmente cerca del cordón de Chapelco; las edades confirman las relaciones estratigráficas observadas y permiten establecer fehacientemente la extensión del volcanismo plioceno en la región.

#### Basalto Chenquenyeyu

González Bonorino (1944) describió con este nombre a un conjunto de lavas basálticas aflorantes en la meseta homónima, situada en la región extraandina occiden-

tal de la provincia de Río Negro. Posteriormente, Rabassa (1975) y Nullo (1979) extendieron esta denominación a la región de la cuenca del río Pichileufú. Giacosa *et al.* (2001) estudiaron estos mismos mantos y los incorporaron en la Formación Campana (Ravazzoli y Sesana 1977).

En el sector noreste del área de este trabajo, Galli (1969) describió a estas rocas con la antigua denominación Basalto II (Groeber 1929). Estos mismos afloramientos continúan hacia el norte, ya fuera del área, en los alrededores de la estancia La Rinconada, y fueron denominados por Turner (1973) como Formación Tipilihu-que. Estos basaltos afloran en el sector nororiental del área de este trabajo. El Basalto Chenquenyeyu está constituido por una sucesión de coladas de basaltos compactos, de fractura subconcoidea y de pasta fina, con vesículas rellenas de zeolitas, carbonatos de calcio y óxidos de hierro. Alcanzan espesores muy variables, entre 6 y 30 metros. Son basaltos olivínicos, de color que varía de gris oscuro a negro, de textura porfírica con pasta intersertal. Los fenocristales de olivina subhedrales alcanzan 1 a 2 mm de diámetro y los de plagioclasa (labradorita) son de menor tamaño y hábito tabular. La pasta está constituida por un dominio de plagioclasa, abundante olivina, iddingsita, minerales de alteración de minerales ferromagnesianos (serpentina y bowlingita), pequeños óxidos de hierro y minerales opacos. Los mantos se apoyan en discordancia angular suave sobre los estratos de la Formación Caleufú. Una datación de esta formación realizada por Ré *et al.* (2000) sobre muestras provenientes de la pampa de Lonco Luan otorga a esta unidad una edad de  $6,2 \pm 1,8$  Ma. Si bien los autores la consideran incierta, concuerda con otra edad de  $6,2 \pm 0,3$  Ma (Ré *et al.* 2000), de rocas de la región de Aluminé. En la localidad de Comallo, Rabassa (1975) realizó una datación radimétrica de estas lavas en 3 Ma, lo que permite ubicarla en el Plioceno superior.

En este trabajo se correlaciona al Basalto Chenquenyeyu con los basaltos de la For-

mación Chapelco. Este argumento está basado en las edades radimétricas obtenidas, entre  $4,2 \pm 0,2$  y  $3,7 \pm 0,3$  Ma para esta última y en la relación estratigráfica que tienen ambas unidades con la Formación Caleufú.

#### Basalto Cerro Puntudo Grande

El afloramiento tipo de esta unidad se ubica en el cerro Puntudo Grande. Los distintos autores que trataron las rocas del cordón de Chapelco incluyeron a los basaltos que integran esta unidad como parte de los que conforman el sector principal y cuspidal de dicho cordón (Dessanti 1972).

Esta unidad tiene su mejor exposición en el cerro Puntudo Grande (2237 m), cono volcánico situado en la parte alta del cordón de Chapelco y cuyas lavas se extienden hacia el este hasta la pampa de las Horquetas. El volcán está constituido por una potente sucesión de coladas de basaltos olivínicos y brechas volcánicas que alcanzan aproximadamente los 150 metros. En el arroyo Feo, un basalto olivínico de esta unidad está integrado por una mayoría de fenocristales de plagioclasa labradorítica y escasos clinopiroxenos, casi seguramente augítico. La olivina parece ser más abundante que el piroxeno, pero sus cristales tienen un tamaño menor e intermedio entre el de los fenocristales y el de la pasta y está ampliamente reemplazada por iddingsita. La pasta tiene textura intergranular, una trama de microlitas de plagioclasa con los espacios ocupados por cristales de olivina, piroxeno y opacos, minerales secundarios no muy abundantes, y cierta seriación en el tamaño.

Los basaltos se apoyan en discordancia erosiva sobre las rocas volcánicas de la Formación Chapelco y lo suprayacen depósitos glaciares (morenas laterales muy bien conservadas), que se localizan cerca del cerro Puntudo Grande. Estas coladas de lavas básicas se pueden correlacionar con los basaltos que se encuentran en la pampa de Alicurá descritos por Fauqué (1980) y con los de las formaciones Mallín y Lanín (Turner 1965).

El aparato volcánico y las coladas de esta

unidad se encuentran bien conservados y menos erosionados que las rocas volcánicas de la Formación Chapelco que las subyacen, que han sido arrasadas por la acción glaciaria. Esta característica del paisaje permitió separar ambas sucesiones volcánicas. Sobre la base de sus relaciones estratigráficas, se asignan las lavas del cerro Puntudo Grande al Pleistoceno.

### Depósitos glaciarios

Los depósitos de origen glaciario mejor conservados se localizan en la vega de Maipú, en la Loma Atravesada de Taylor, que corresponde a una morena terminal frontal de la glaciación proveniente del lago Lacar. Otros depósitos glaciarios cercanos al anterior se observan sobre el río Quilquihue y en las orillas del lago Lolog. También se han observado depósitos morénicos de la glaciación reciente en lo alto del cordón de Chapelco, originados en pequeños glaciares de valle provenientes del cerro Puntudo Grande, que suprayacen a las coladas basálticas.

### Formación Río Pireco

Laya (1977) estudió la caracterización mineralógica y fisicoquímica de esta unidad en la región del lago Nahuel Huapi y propuso el nombre Formación Río Pireco para estos materiales piroclásticos no consolidados o de pobre diagenización. Está compuesta por cenizas que son formadoras de suelos actuales, de color castaño oscuro y negro, y por lapilli, con tonalidades de castaños claros y amarillentos, muy friable y poco compacto. La potencia no supera el metro y medio.

La alta cobertura vegetal dificulta su identificación y además, por la escala de trabajo, se han mapeado sólo algunos afloramientos que se ubican en cortes laterales de caminos. Las mejores exposiciones de esta unidad se localizan sobre la ruta nacional 234 y sobre la ruta que va a Villa Meliquina.

Laya (1977) obtuvo edades comprendidas entre los 1624 y 15 años de antigüedad. Esta unidad cubre a depósitos glaciarios al sur del lago Lacar, por lo tanto se le asigna una edad post glaciaria.

### Depósitos de remoción en masa y aluviales

Los depósitos de remoción en masa están asociados principalmente a deslizamientos rotacionales y multirrotacionales, muy comunes en los bordes de las planicies lávicas constituidas por la superposición de coladas basálticas.

Se extienden principalmente a lo largo de todo el borde del cordón de Chapelco, donde están constituidos por fragmentos de sedimentitas neógenas y rocas basálticas de las Formaciones Huitrera y Chapelco. Otros depósitos menores se localizan en la margen del río Quemquemtreu, donde el material desplazado está constituido por conglomerados y sedimentitas neógenas de la Formación Calefú.

Acumulaciones de material de distinta procedencia y granulometría, en los que predominan las gravas generadas por la destrucción de los depósitos glaciarios y de niveles de agradación, se hallan en el fondo de los valles integrando las llanuras de inundación de los ríos. Se les asigna una edad holocena tardía, debido a que estos depósitos están aún en formación.

## CONCLUSIONES

Se presenta el resultado del mapeo geológico regional de la zona del cordón de Chapelco, en la provincia del Neuquén. La estratigrafía del área está principalmente representada por unidades volcano-sedimentarias del Cenozoico, cuyas relaciones se han revisado, proponiéndose unidades nuevas. Algunos de los aportes destacables de este trabajo son:

- Se identifican nuevos asomos de la Formación Lolog, propuesta por Turner (1973) en la región aldeaña de Junín de los Andes, y se sugiere, sobre la base de su distribución areal y relaciones estratigráficas, que esta unidad podría ser un registro del mismo episodio tectomagmático que dio origen al volcanismo de la Formación Huitrera.

- Se propone la denominación de Formación Los Pinos para agrupar a los *necks* volcánicos de composición riolítica que afloran en la zona de la estancia Los Pinos.

- Se establece la presencia de un potente volcanismo plioceno en la cumbre del cordón de Chapelco y su límite con la subyacente Formación Huitrera debido a una cuidadosa observación de la discordancia que las separa. La edad de la Formación Chapelco (pliocena) es establecida con el aporte de nuevas edades K/Ar sobre roca total de dos muestras de basaltos, con valores de  $4,2 \pm 0,2$ ,  $3,7 \pm 0,3$  y  $4,8 \pm 0,3$  Ma.

- Además de las Formaciones Huitrera y Chapelco, se distingue una tercera unidad volcánica en el cordón de Chapelco, la Formación Cerro Puntudo Grande (Pleistoceno), compuesta por lavas modernas no afectadas por la erosión glaciaria.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Cazau, L., Mancini, D., Cangini, J. y Spalletti, L. 1989. Cuenca de Ñirihuau. En Chebli, G. y Spalletti, L. (eds.) Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica 6: 299-318, San Miguel de Tucumán.
- Cucchi, R., Leanza, H., Repol, D., Escosteguy, L., González, R. y Danieli, J. 2006. Hoja Geológica 3972-IV, Junín de los Andes. Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 357, 102 p., Buenos Aires.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C. y Varela, R. 1991a. El basamento pre-andino ígneo metamórfico de San Martín de los Andes, Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 46(3-4): 223-234.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C. y Varela, R. 1991b. El basamento cristalino de la región nordpatagónica de los lagos Gutiérrez, Mascardi y Guillermo, Provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina 46(3-4): 263-276.
- Dessanti, R.N. 1972. Andes Patagónicos Septentrionales. En Leanza, A.F. (ed.) Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias: 655-688, Córdoba.
- Digregorio, J.H. 1972. Neuquén. En Leanza, A.F. (ed.) Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 439-506, Córdoba.
- Digregorio, J.H. y Uliana M.A. 1980. Cuenca Neuquina. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 2: 985-1032, Córdoba.

- Escosteguy, L., Franchi, M. y Cegarra, M. 2008. Edad de la Formación Chapelco y su relación estratigráfica con las unidades geológicas de la cuenca del río Collón Curá, provincia del Neuquén. 17° Congreso Geológico Argentino (San Salvador de Jujuy), Actas 2: 832.
- Fauqué, L.E. 1980. Geología del área aledaña a los valles de los ríos Limay, Limay Chico y Pampa de Alicura (provincias de Río negro y Neuquén), Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédito) 121 p., Buenos Aires.
- Feruglio, E. 1927. Estudio geológico de la región pre y sub-andina en la latitud de Nahuel Huapí. Boletín de Informaciones Petroleras 4: 11-119, Buenos Aires.
- Feruglio, E. 1941. Nota preliminar sobre la Hoja Geológica "San Carlos de Bariloche" (Patagonia). Boletín de Informaciones Petrolíferas 200: 27-64, Buenos Aires.
- Feruglio, E. 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Ministerio de Industria y Comercio. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Tomos 1, 119 p., 2, 349 p., y 3, 431, Buenos Aires.
- Galli, C.A. 1954. Acerca de una nueva interpretación de las Formaciones Rético-liásicas de la Patagonia septentrional. Revista de la Asociación Geológica Argentina 8(4): 220-235.
- Galli, C.A. 1969. Descripción geológica de la Hoja 38c, Piedra del Águila, Provincias de Neuquén y Río Negro. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 111, 67 p., Buenos Aires.
- Giacosa, R., Heredia, N., Césari, O. y Zubia, M. 2001. Hoja Geológica 4172-IV, San Carlos de Bariloche (provincias de Río Negro y Neuquén). Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 279, 67 p., Buenos Aires.
- Godoy, E., Francisco, H. y Fanning, M. 2008. Edades U-Pb SHRIMP en granitoides del Macizo Norpatagónico: implicancias geotectónicas. 17° Congreso Geológico Argentino, (San Salvador de Jujuy), Actas 3: 1228.
- González Bonorino, F. 1944. Descripción geológica y petrográfica de la Hoja Geológica 41 b Río Foyel (Río Negro). Dirección Nacional de Minería e Hidrogeología, Boletín 56, 124 p., Buenos Aires.
- González Díaz, E. 1979. La edad de la Formación Ventana en el área al norte y al este del lago Nahuel Huapí. Revista de la Asociación Geológica Argentina 34(2): 113-124.
- González Díaz, E.F. y Nullo, F. 1980. Cordillera Neuquina. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias 2: 1099-1147, Córdoba.
- González Díaz, E.F. y Riggi, J.C. 1984. La Formación Chimehuin: su correspondencia con las Formaciones Collón Cura y Río Negro en el sur del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 39(1-2): 94-106.
- González Díaz, E.F. y Valvano, J. 1978. Plutonitas graníticas cretácicas y neoterciarias entre el sector norte del lago Nahuel Huapí y el lago Traful (provincia del Neuquén). 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 228-242, Buenos Aires.
- González Díaz, E.F., Riggi, J.C. y Fauqué, L. 1986. Formación Calefú (nov. nom.): reinterpretación de las Formaciones Río Negro y Alicura, en el área de Collón Cura, sur del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 41(1-2): 81-105.
- González Díaz, E.F., Riggi, J.C. y Ostera, H.A. 1988. Reinterpretación estratigráfica del "Basalto I", en el valle del río Collón Cura (Puesto El Álamo), sureste del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 43(2): 269-272.
- González Díaz, E.F., Ostera, H.A., Riggi, J.C. y Fauqué, L. 1990. Una propuesta temporal acerca del Miembro Limay Chico (ex "Rionegrense") de la Formación Calefú, en el valle del río Collón Cura y adyacencias (SE del Neuquén). 11° Congreso Geológico Argentino (San Juan), Actas 2: 243-246.
- Groeber, P. 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Boletín 58, 109 p., Buenos Aires.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 1. Hoja Chos Malal, Revista de la Sociedad Geológica Argentina 1(3): 177-208.
- Groeber, P. 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30'. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales, Ciencias Geológicas 1(5): 1-352.
- Groeber, P. 1954. La Serie Andesítica Patagónica. Sus relaciones, posición y edad. Revista de la Asociación Geológica Argentina 9(1): 39-47.
- Latorre, C. y Vattuone, M.E. 1998. Edad potasio/argon de volcánicas afectadas por metamorfismo de muy bajo grado en el cerro Chapelco, Neuquén. 10° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2: 197-200, Buenos Aires.
- Laya, A. 1977. Edafogénesis y paleosuelos de la Formación Téfrica Río Pireco (Holoceno). Provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 27: 3-23.
- Leanza, A.F. y Leanza, H.A. 1979. Descripción geológica de la Hoja 37c, Catán Lil, Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional, Boletín 169, 65 p., Buenos Aires.
- Linares, E., Cagnoni, M., Do Campo, M. y Ostera, H. 1985. Geocronología de las rocas metamórficas y eruptivas del sudeste de la provincia del Neuquén y noroeste de la provincia de Río Negro, República Argentina. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones 35: 129-135.
- Linares, E., Cagnoni, M., Do Campo, M. y Ostera, H. 1985. Geochronology of metamorphic and eruptive rocks of southeastern Neuquén and northwestern Río Negro provinces, Argentine Republic. Journal of South American Earth Sciences 1: 53-61.
- Ljungner, E. 1931. Geologische Aufnahmen in der Patagonischen Kordillera. Bulletin Geological Institut Uppsala 23: 203-242.
- Lucassen, F., Trumbull, R., Franz, G., Creixell, C., Vásquez, P., Romer, R.L. y Figueroa, O. 2004. Distinguishing crustal recycling and juvenile additions at active continental margins: the Paleozoic to Recent compositional evolution of the Chilean Pacific margin (36-41°S). Journal of South American Earth Sciences 17: 103-119.
- Martínez, C. 1958. Informe geológico carta Huahum, provincia del Neuquén. Comando de Ingenieros, Comando en Jefe del Ejército (inédito), 30p., Buenos Aires.
- Mazzoni, M. y Benvenuto, A. 1990. Radiometric ages of tertiary ignimbrites and the Collón Cura Formation, northwestern Patagonia. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 87-90, Buenos Aires.
- Mazzoni, M.M. y Stura, S. 1990. El Miembro Ignimbrítico Pilcaniyeu, Formación Collón Cura (Mioceno), provincias de Río Negro y Neuquén. 3° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas: 187-192, San Juan.
- Nullo, F. 1979. Descripción geológica de la Hoja

- 39c, Paso Flores, provincias de Río Negro y Neuquén. Servicio Geológico Nacional, Boletín 167, 73 p., Buenos Aires.
- Parica, C. 1986. Resultados geocronológicos preliminares de las Formaciones Colohuincul y Huechulafquen, Provincia de Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 41(1-2): 201-205.
- Pascual, R. y Odreman Rivas, O. 1971. Evolución de las comunidades de los vertebrados del Terciario Argentino. Los aspectos paleozoogeográficos y paleoclimáticos relacionados. Ameghiniana 8(3-4): 372-412.
- Rabassa, J. 1975. Geología de la región de Pilcaniyeu-Comallo, Provincia de Río Negro, Argentina. Publicación Fundación Bariloche, Departamento Recursos Naturales y Energéticos 17, 129 p., San Carlos de Bariloche.
- Rapela, C.W., Spalletti, L.A. y Merodio, C.J. 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.
- Rapela, C., Spalletti, L., Merodio, J. y Aragón, E. 1984. El vulcanismo paleoceno-eoceno de la provincia andino-patagónica. En Ramos, V. (ed.) Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro, 9º Congreso Geológico Argentino (S.C. Bariloche), Relatorio 1 (8): 189-214.
- Ravazzoli, I. y Sesana, F. 1977. Descripción geológica de la Hoja 41c, Río Chico, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 148, 77 p., Buenos Aires.
- Re, G.H., Geuna, S.E. y López Martínez, M. 2000. Geoquímica y geocronología de los basaltos neógenos de la región de Aluminé (Neuquén - Argentina). 9º Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 62-66, Puerto Varas.
- Roth, S. 1899. Reconocimiento de la región andina de la República Argentina. Apuntes sobre la geología y paleontología de Río Negro y Neuquén. Revista Museo de La Plata 9:141-197.
- Turner, J.C.M. 1965. Estratigrafía de Aluminé y adyacencias. Revista de la Asociación Geológica Argentina 20: 153-164.
- Turner, J.C.M. 1973. Descripción geológica de la Hoja 37 a-b, Junín de los Andes, provincia del Neuquén. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 138, 86 p., Buenos Aires.
- Varela, R., Basei, M., Cingolani, C., Siga, O., Siga Jr. y Passarelli, C. 2005. El basamento cristalino de los Andes norpatagónicos en Argentina, geocronología e interpretación tectónica. Revista Geológica de Chile 32(2): 167-187.
- Volkheimer, W. 1964. Estratigrafía de la zona extraandina del Departamento de Cushamen (Chubut) entre los paralelos 42° y 42° 30' y los meridianos 70° y 71°. Revista de la Asociación Geológica Argentina 19(2): 85-107.
- Volkheimer, W. 1973. Observaciones geológicas en el área de Ingeniero Jacobacci y adyacencias (Provincia de Río Negro). Revista de la Asociación Geológica Argentina 28(1): 1-13.
- Wehrli, L. 1899. Rapport préliminaire sur mon expedition géologique dans la Cordillère Argentino-Chilienne du 40° et 41° latitude sur (Région de Nahuel Huapi). Revista del Museo de la Plata 9: 223-252.
- Wichmann, R. 1934. Contribución al conocimiento geológico de los territorios de Río Negro y Neuquén. Dirección General de Minas, Boletín. 39, 60 p., Buenos Aires.

Recibido: 14 de octubre, 2009

Aceptado: 7 de abril, 2010