

Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina

1:250.000

Hoja Geológica 4172-II San Martín de los Andes



Granitoides de la Formación Los Machis en el cerro Chachín. En segundo plano, el lago Lácar

Provincias del Neuquén y de Río Negro

Leonardo Escosteguy, Silvana Geuna, Mario Franchi,
Emilio González Díaz y Carlos Dal Molín

Petrografía: Mariela Etcheverría

Estructura: Marcelo Cegarra

Geomorfología: Leonardo Escosteguy y Carlos Wilson

Recursos Minerales: Rafael González



**INSTITUTO DE
GEOLOGÍA Y
RECURSOS
MINERALES**

SEGEMAR
SERVICIO GEOLOGICO
MINERO ARGENTINO

Boletín N° 409
Buenos Aires - 2013

**Programa Nacional de Cartas Geológicas
de la República Argentina
1:250.000**

Hoja Geológica 4172-II

San Martín de los Andes

Provincias del Neuquén y de Río Negro

Leonardo Escosteguy, Silvana Geuna, Mario Franchi,
Emilio González Díaz y Carlos Dal Molín

Petrografía: Mariela Etcheverría

Estructura: Marcelo Cegarra

Geomorfología: Leonardo Escosteguy y Carlos Wilson

Recursos Minerales: Rafael González

Normas, dirección y supervisión del Instituto de Geología y Recursos Minerales

**SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO
INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES**

Boletín Nº 409
Buenos Aires - 2013

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

Presidente: Ing. Jorge Mayoral
Secretario Ejecutivo: Lic. Pedro Alcántara

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Director: Lic. Roberto F. Page

DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL

Director: Lic. José E. Mendía



INSTITUTO DE
GEOLOGÍA Y
RECURSOS
MINERALES

Av. General Paz 5445 (Colectora provincia)
Edificio 25 | 1650 - San Martín - Buenos Aires
República Argentina
(11)5670-0211 | telefax (11)4713-1359

SEGEMAR

SERVICIO GEOLÓGICO
MINERO ARGENTINO

Av. Julio A. Roca 651 | 3° Piso
1067 - Ciudad de Buenos Aires
República Argentina
telefax (11)4349-3162 | www.segemar.gov.ar

Referencia bibliográfica

Escosteguy, L., S. Geuna, M. Franchi, E. González Díaz, C. Dal Molín, M. Cegarra, C. Wilson, M. Etcheverría y R. González, 2013. Hoja Geológica 4172-II, San Martín de los Andes. Provincias del Neuquén y de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 409, 92 pp., Buenos Aires.

ISSN 0328-2333

ES PROPIEDAD DEL INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES | SEGEMAR
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	2
1. INTRODUCCIÓN	3
Ubicación de la hoja y área que abarca	3
Naturaleza del trabajo	3
Investigaciones anteriores	4
2. ESTRATIGRAFÍA	4
Relaciones generales	4
2.1. PALEOZOICO	6
2.1.1. Devónico-Carbonífero	7
Complejo Colohuincul (1)	7
2.1.2. Devónico- Pérmico	10
Formación Cushamen (2)	10
2.1.3. Carbonífero - Pérmico	11
Formación Mamil Choique (3)	11
2.2. PALEOZOICO-MESOZOICO	12
2.2.1. Pérmico - Triásico	12
Formación Lipetrén (4)	12
2.3. MESOZOICO	14
2.3.1. TRIÁSICO	14
Triásico superior	14
Formación Paso Flores (5)	14
2.3.2. TRIÁSICO -JURÁSICO	16
Triásico superior – Jurásico inferior	16
Formación Sañicó (6)	16
2.3.3. JURÁSICO	16
2.3.3.1. Jurásico inferior	16
Formación Montes de Oca (7)	16
Formación Nestares (8)	22
Formación Piedra Pintada (9)	23
2.3.4. JURÁSICO-CRETÁCICO	24
Formación Los Machis (10)	24
2.3.5. CRETÁCICO	29
2.3.5.1. Cretácico superior	29
Formación Angostura Colorada (11)	29
Basalto Estancia Chacabuco (12)	31
2.4. CENOZOICO	31
2.4.1. PALEÓGENO	31
2.4.1.1. Paleoceno - Oligoceno	31
Formación Huitrera (13)	31

2.4.1.2. Eoceno - Oligoceno	35
Formación Ventana (14)	35
2.4.1.3. Oligoceno	37
Formación Lolog (15).....	37
2.4.2. NEÓGENO	39
2.4.2.1. Mioceno inferior	39
Formación Cerro Petiso (16)	39
Formación María Sofía (17).....	39
2.4.2.2. Mioceno medio - superior	41
Formación Coluco (18)	41
Formación Collón Curá (19)	41
2.4.2.3. Mioceno medio-Plioceno inferior	46
Formación Caleufú (20)	46
2.4.2.4. Plioceno inferior	51
Formación Chapelco (21).....	51
Basalto Chenquenyeyu (22)	53
2.4.2.5. Plioceno superior	55
Formación Los Pinos (23)	55
2.4.3. NEÓGENO-CUATERNARIO	56
2.4.3.1. Plioceno-Pleistoceno	56
Formación Paso Mirador (24)	56
Formación Aseret (25).....	57
2.4.3.2. Plioceno superior - Holoceno inferior	57
Depósitos glaciares indiferenciados (26)	57
2.4.3.3. Pleistoceno	58
Depósitos glaciares y glaciares (27)	57
2.4.3.4. Pleistoceno-Holoceno	58
Basaltos pleistocenos-holocenos (28)	58
2.4.3.5. Holoceno	60
Formación Río Pireco (29)	60
Depósitos aluviales antiguos (30).....	62
Basalto del cerro La Horqueta (31)	62
Depósitos aluviales y coluviales indiferenciados (32)	64
Depósitos de remoción en masa (33)	64
3. ESTRUCTURA	65
3.1. Estructuras premesozoicas	65
Sector cordillerano	65
Sector extraandino	65
Interpretación de las estructuras	66
3.2. Estructuras mesozoicas	67
3.3. Estructuras ándicas	68
Sector cordillerano	68
Sector extraandino	69

Cuenca de Collón Curá	70
Evolución de la estructuración ándica	70
4. GEOMORFOLOGÍA	71
4.1. Geoformas derivadas de procesos exógenos	71
Geoformas y paisajes derivados de procesos glaciarias	71
Geoformas derivadas de procesos de remocion en masa	73
Geoformas y paisajes derivados del proceso fluvial	74
Paisajes labrados por la accion fluvial en sedimentitas mesozoicas y cenozoicas	75
Planicies estructurales con cubierta de gravas	76
Geoformas derivadas derivadas del proceso eólico	76
4.2. Geoformas y paisajes derivados de procesos endógenos	77
5. HISTORIA GEOLÓGICA	78
6. RECURSOS MINERALES	79
7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	79
BIBLIOGRAFÍA	83

RESUMEN

La Hoja Geológica 4172-II San Martín de los Andes incluye un sector del sur de la provincia del Neuquén y una pequeña porción del noroeste de la provincia de Río Negro. Ocupa un área de aproximadamente 9.000 km² y está delimitada por los paralelos 40° y 41° de latitud sur, el meridiano 70° 30' de longitud oeste y el límite con Chile. Abarca parte del segmento norte de la Cordillera Patagónica Septentrional, el extremo austral de la Precordillera Neuquina Sur, gran parte de la Fosa de Collón Curá y una pequeña porción del Macizo Norpatagónico.

Las rocas más antiguas aflorantes en la comarca forman parte del basamento cristalino; en la región cordillerana corresponden al Complejo Colohuincul (Devónico-Carbonífero), en tanto que otras unidades están ubicadas en una franja nortesur en el sector más oriental de la Hoja y están integradas por las formaciones Cushamen (Devónico-Pérmico), Mamil Choique (Carbonífero-Pérmico) y Lipetrén (Pérmico-Triásico).

Sedimentitas continentales con alto contenido fosilífero de las formaciones Paso Flores (Triásico superior) y Nestares (Jurásico inferior) afloran en áreas aledañas al embalse Piedra del Águila.

Rocas piroclásticas de la Formación Sañicó (Triásico superior-Jurásico inferior) y sedimentitas de ambiente marino-continental de la Formación Piedra Pintada (Jurásico inferior) se hallan en la región extraandina. En tanto, en la cordillera, rocas volcánicas y sedimentarias de la Formación Montes de Oca (Jurásico inferior) alojaron los granitoides de la Formación Los Machis (Jurásico-Cretácico).

Un pequeño afloramiento de conglomerados y areniscas rojas de la Formación Angostura Colorada (Cretácico superior) está situado en el extremo sureste de la hoja y escasos asomos de basaltos cretácicos, al oeste del dique de Alicurá.

El Paleógeno, caracterizado por una importante actividad volcánica asociada a la evolución del margen continental andino, está representado por extensos y potentes afloramientos de volcanitas de las formaciones Huitrera, Ventana y Lolog.

Coladas de basaltos de la Formación Cerro Petiso (Mioceno inferior) formaron planicies estructurales en la región del río Limay, y fueron cubiertas por los depósitos de la Formación María Sofía (Mioceno) que se caracteriza por la presencia de paleosuelos.

Durante el Mioceno medio-superior se rellenó la cuenca de Collón Curá con potentes espesores de sedimentitas, tobas, ignimbritas y basaltos de las formaciones Collón Curá y Caleufú.

El Mioceno de la región cordillerana está representado por granodioritas, granitos y pórfidos graníticos pertenecientes a la Formación Coluco, que intruyen al Complejo Colohuincul y a las volcanitas de la Formación Ventana.

Durante el Plioceno inferior se produjo una importante actividad volcánica, con emisiones de basaltos y andesitas de la Formación Chapelco en el cordón del mismo nombre. En la región más oriental de la Hoja se advierten amplias extensiones de coladas de basaltos olivínicos de la Formación Chenquenyeyu. Intrusivos riolíticos del Plioceno superior, aflorantes al norte y noreste de San Martín de los Andes se reunieron en la Formación Los Pinos. En el Plioceno-Pleistoceno en la cordillera se derramaron basaltos olivínicos y andesitas de las formaciones Aseret y Paso Mirador.

En el Pleistoceno fueron acumulados, a lo largo de la cordillera, en áreas aledañas a los lagos, sedimentos relacionados con la acción glaciaria, tales como depósitos glaciares, fluvio-glaciares y glacialacustres.

En el Holoceno se derramaron coladas de basaltos, en varias áreas de la Hoja, como en el cordón de Chapelco, en la pampa de Alicurá y en el cerro La Horqueta.

En un amplio sector cordillerano, asomos ocasionales de material piroclástico no consolidado de la Formación Río Pireco tapizan el relieve.

Completan el registro estratigráfico los depósitos modernos correspondientes a depósitos aluviales, de remoción en masa y coluviales.

En el ámbito de la Hoja está muy bien expuesta a lo largo de la Cordillera Patagónica, donde se observan importantes estructuras representativas, la fase compresiva Andina. Hacia el este se halla la cuenca de Collón Curá a lo largo del río del mismo nombre, limitada hacia el oriente por las estribaciones australes de la Precordillera Neuquina Sur.

La geomorfología de la región presenta tres áreas netamente diferenciables: una occidental más elevada, a lo largo de la cordillera, con predominio del paisaje glaciario, una región central volcánica y una oriental con un relieve mesetiforme.

No se conocen en el área de la Hoja antecedentes relativos a explotaciones mineras de tipo alguno, con excepción de aquellas referidas al aprovechamiento de gravas o arenas destinadas a cubrir las necesidades locales.

ABSTRACT

The Geological Sheet 4172-II San Martín de los Andes includes a sector in the south of Neuquén province and a little portion in the northwest of Río Negro province. It occupies an area of about 9.000 km² and is bounded by the parallels 40° and 41° of south latitude, meridian 70° 30' of west latitude and the border with Chile. The Sheet encompasses part of the northern segment of the Cordillera Patagónica Austral, the southern end of the Precordillera Neuquina Sur, most of the Collón Curá trough and a little portion of the Macizo Norpatagónico.

The oldest exposed rocks in the region are part of the crystalline basement; they are the Colohuincul Complex (Devonian-Carboniferous) in the mountainous region, while other units are located in a north-south belt in the eastern sector of the sheet integrated by Cushamen (Devonian-Permian), Mamil Choique (Carboniferous- Permian) and Lipetrén (Permian-Triassic) Formations.

Continental sediments with great fossil content of Paso Flores (Triassic) and Nestares (Lower Jurassic) Formations, outcrop in areas surrounding the Piedra del Águila dam.

Pyroclastic rocks of the Sañicó Formation (Upper Triassic-Lower Jurassic) and marine-continental sediments of the Piedra Pintada Formation (Lower Jurassic) outcrop in the extra-Andean region. Meanwhile, in the mountains, volcanic and sedimentary rocks of the Montes de Oca Formation (Lower Jurassic) are intruded by granitoids of the Los Machis Formation (Jurassic-Cretaceous).

A small outcrop of conglomerates and red sandstones of the Angostura Colorada Formation (Upper Cretaceous) is located on the southeastern tip of the sheet, and scarce showings of Cretaceous basalt appear to the west of Alicurá dam.

The Paleogene, characterized by significant volcanic activity associated with the evolution of the Andean continental margin, is represented by large and thick volcanic outcrops of Huitrera, Ventana and Lolog Formations.

Basaltic lava flows of Cerro Petiso (lower Miocene) formed structural plains in the region of the Limay River, and were covered by deposits of Maria Sofia Formation (Miocene) characterized by the presence of paleosols.

During the Middle-Upper Miocene the Collón Curá was filled with thick sediments, tuffs, ignimbrites and basalts of the Caleufú and Collón Curá Formations.

Miocene rocks in the mountainous region are represented by granodiorites, granites and granitic porphyry belonging to the Coluco Formation, which intrudes the Colohuincul Complex and the volcanics of Ventana Formation.

During the Pliocene there was a significant volcanic activity, with basaltic and andesitic emissions forming the Chapelco Formation in the mountain range of the same name. In the eastern region of the sheet, large tracts of olivine basaltic flows of the Chenquenyue Formation are seen. Rhyolitic intrusive of the Upper Pliocene outcropping north and northeast of San Martín de los Andes integrate the Los Pinos Formation. During Pliocene-Pleistocene olivine basaltic and andesitic flows of the Aseret and Paso Mirador Formations spilled in the Cordillera.

In the Pleistocene, glacier-related deposits such as glacial, fluvioglacial and glaciallacustrine sediments were deposited along the Cordillera, in areas adjacent to the lakes.

Holocene basaltic lava flows spilled in several areas of the sheet, as in the Chapelco Range, in the Pampa de Alicurá and Cerro La Horqueta.

Occasional showings of unconsolidated pyroclastic material of the Río Pireco Formation cover the relief in a large mountain sector.

The stratigraphic record is completed with modern alluvial, landslides and colluvial deposits.

The structure in the area of the sheet is well exposed along the Patagonian Andes, where important representative structures of the Andean compressive phase are observed. To the East, Collón Curá basin is located along the river of the same name, bounded on the east by the southern foothills of the Precordillera Neuquina Sur.

Geomorphologically, the region has three clearly differentiated areas: a higher western area, along the Cordillera, dominated by glacial landscape, a central volcanic area and an eastern plateau-shaped area.

Mining of any kind is unknown for the area, except for those related with the use of activity gravel or sand to cover local needs.

1. INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN DE LA HOJA Y ÁREA QUE ABARCA

La Hoja Geológica 4172-II San Martín de los Andes abarca un sector del sur de la provincia del Neuquén y una pequeña porción del noroeste de la provincia de Río Negro. Ocupa un área de aproximadamente 9.000 km² y está delimitada por los paralelos 40° y 41° de latitud sur, el meridiano 70° 30' de longitud oeste y el límite con Chile (figura 1).

Comprende las siguientes hojas a escala 1:200.000 de la antigua subdivisión del mapa Geológico-Económico de la República Argentina: 38 a, Hua Hum; 38b, San Martín de los Andes; 38c, Piedra del Águila (Galli, 1969); 39 a, Portezuelo de Puyehue; 39b, Lago Trafal y 39c, Paso Flores (Nullo, 1979).

Del punto de vista morfotectónico, incluye parte del sector norte de la Cordillera Patagónica Septentrional, casi la totalidad de la Fosa de Collón Curá, el extremo austral de la Precordillera Neuquina Sur y una pequeña porción del Macizo Norpatagónico.

NATURALEZA DEL TRABAJO

La Hoja se hizo siguiendo las normas vigentes del Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina que ejecuta el Servicio Geológico Minero Argentino.

Para su confección se realizaron la recopilación bibliográfica y la interpretación de fotos aéreas a escala aproximada 1:20.000 y de imágenes satelitales Landsat y Aster a escala 1:250.000, de donde surgieron los problemas a resolver acorde a la escala del trabajo.

Las tareas de campo se llevaron a cabo durante cuatro campañas de 30 días cada una entre los meses de marzo de 2004 y de 2007, durante las que se realizó una colección de muestras para análisis petrográficos y dataciones de las unidades volcánicas cenozoicas y de granitoides y metamorfitas paleozoicas, se levantaron perfiles con el objeto de establecer el orden estratigráfico de las unidades sedimentarias neógenas, se analizaron las áreas que a priori presentaban problemas geológicos y/o estratigráficos o de vinculación con sectores vecinos y se trataron de dilucidar tanto la estructura como la geomorfología de la región.

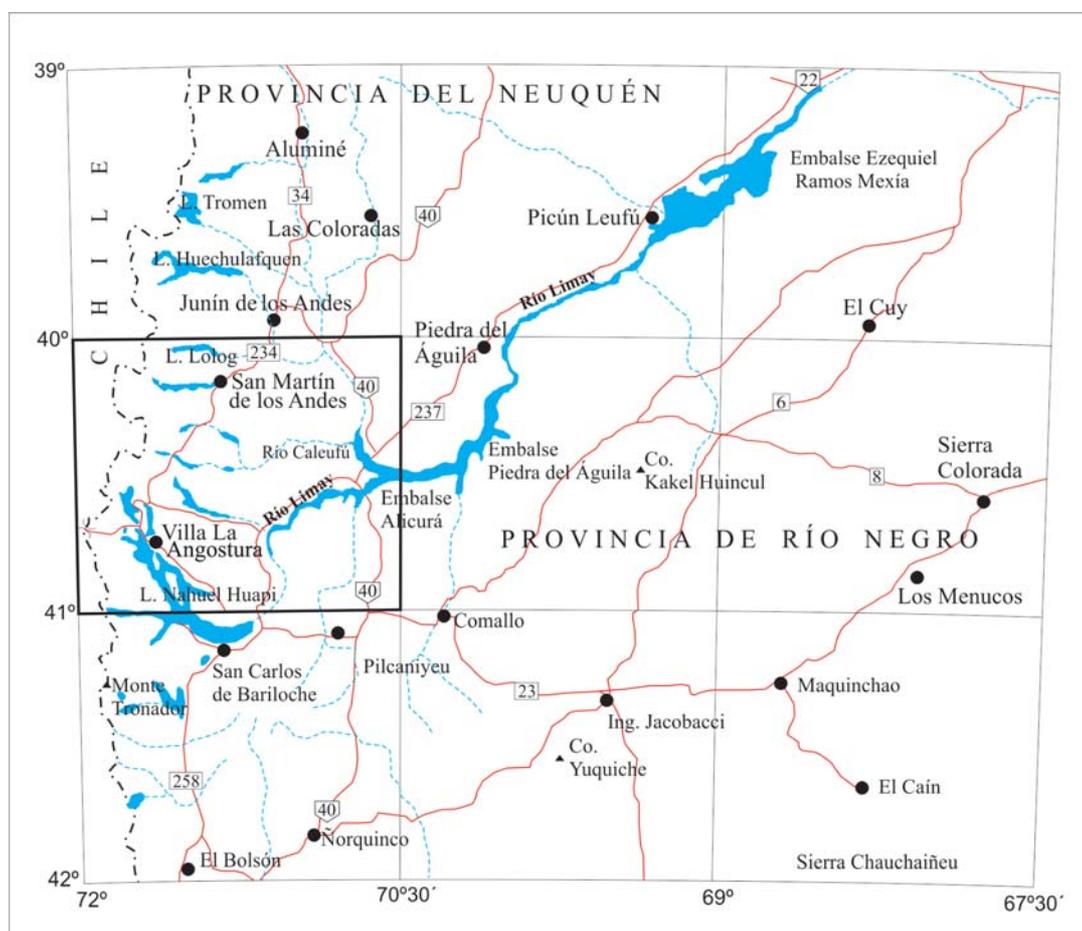


Figura 1. Ubicación de la Hoja San Martín de los Andes.

El trabajo de mapeo fue volcado sobre la Hoja Topográfica 4172-II San Martín de los Andes a escala 1:250.000 del Instituto Geográfico Nacional.

INVESTIGACIONES ANTERIORES

Los estudios realizados en esta área son escasos. La información geológica de base que se tomó en cuenta para el trabajo fueron avances de mapeos inéditos realizados por González Díaz y Fauqué, para el Servicio Geológico Nacional en la región de los lagos Lolog, Lacar, Hermoso, Traful y Nahuel Huapi y de los ríos Collón Curá, Limay y Pichileufú y las hojas geológicas 38c Piedra del Águila (Galli, 1969) y 39c Paso Flores (Nullo, 1979).

Las primeras informaciones sobre la región son aisladas, se remontan a fines del siglo XIX, y fueron realizadas por Wehrli (1899) y Roth (1899). Posteriormente, Groeber (1929) aportó algunas referencias generales acerca de la geología de la provincia del Neuquén y más tarde Groeber (1954) trabajó con más detalle en la región del lago Traful y sus alrededores, en tanto que González Bonorino (1944) estudió la región del lago Nahuel Huapi. Turner (1965a, 1973) contribuyó con observaciones realizadas en la región de Junín de los Andes. Dessanti (1972) describió la región del cordón de Chapelco, Fauqué (1980) hizo un mapeo en la pampa de Alicurá y el río Limay y González Díaz *et al.* (1986) reinterpretaron unidades sedimentarias neógenas de la región situada entre los ríos Chimehuín y Caleufú.

Fue de suma utilidad la información aportada por las Hojas Geológicas vecinas 3972-IV, Junín de los Andes (Cucchi *et al.*, 2006), 4169-I Piedra del Águila (Cucchi, 1998) y 4172-IV, San Carlos de Bariloche (Giacosa *et al.*, 2005).

Otros trabajos que fueron consultados para la realización de esta hoja han sido consignados en la descripción de las unidades geológicas así como en la exposición de los otros capítulos.

2. ESTRATIGRAFÍA

Relaciones generales

La Hoja Geológica 4172-II San Martín de los Andes abarca un sector del sur de la provincia del Neuquén y una pequeña porción del noroeste de la provincia de Río Negro. Comprende parte de las

provincias geológicas de la Cordillera Patagónica Septentrional, Precordillera Neuquina y Macizo Norpatagónico (cuadro 1).

Las rocas más antiguas del área de estudio corresponden al basamento cristalino de edad devónico-carbonífera y devónico-pérmica que incluye rocas metamórficas e ígneas del Complejo Colohuincul, aflorante en la Cordillera Nordpatagónica, y las metamorfitas de la Formación Cushamen en la Precordillera Neuquina, respectivamente. También en esta región asoman granodioritas, monzogranitos y migmatitas carbonífero-pérmicas de la Formación Mamil Choique y granitos y pórfiros graníticos pérmico-triásicos de la Formación Lipetrén.

Estratigráficamente, en áreas aledañas al embalse Piedra del Águila continúan rocas del Mesozoico, representadas por las sedimentitas triásicas continentales, con alto contenido fosilífero, de la Formación Paso Flores, a las que suprayacen, con una leve discordancia, sedimentitas continentales del Jurásico inferior de la Formación Nestares.

En tanto, en la región extraandina, en el noreste de la Hoja, están expuestas rocas piroclásticas de la Formación Sañicó, del Triásico superior-Jurásico inferior, y sedimentitas de ambiente marino-continental del Jurásico inferior de la Formación Piedra Pintada. En la cordillera, al norte del lago Nahuel Huapi, rocas volcánicas y sedimentarias de la misma edad de la Formación Montes de Oca alojaron granodioritas, dioritas, granitos y tonalitas de la Formación Los Machis del Jurásico-Cretácico.

En el extremo sureste de la comarca se halla un pequeño afloramiento de conglomerados y areniscas rojas de la Formación Angostura Colorada, de edad cretácica superior.

Aguas arriba del dique de Alicurá hay reducidos asomos de coladas cretácicas del Basalto Estancia Chacabuco.

En el Cenozoico, el Paleógeno se caracteriza por la presencia de grandes extensiones de unidades volcánicas y sedimentarias asociadas con la evolución del margen continental andino, constituidas por las formaciones Huitrera, Ventana y Lolog.

Posteriormente, en el Mioceno inferior, coladas de basaltos de la Formación Cerro Petiso abarcan pequeñas áreas en la provincia de Río Negro. Cubren a esta unidad y a la Formación Cushamen areniscas, tufitas y paleosuelos característicos de la Formación María Sofía.

En la columna estratigráfica continúan, durante el Mioceno medio-superior, grandes extensiones de ignimbritas y tobas de la Formación Collón Curá,

cubiertas por potentes afloramientos de sedimentitas, tobas y basaltos de la Formación Caleufú.

En la región cordillerana el Mioceno está representado por importantes asomos de granodioritas, granitos y pórfidos graníticos pertenecientes a la Formación Coluco, que intruyen al Complejo

Colohuincul y a las volcanitas de la Formación Ventana.

Durante el Plioceno inferior existió una importante actividad volcánica, en toda la comarca, representada por basaltos y andesitas de la Formación Chapelco en el cordón del mismo nombre. En

ERA	PERÍODO	EPOCA	UNIDAD GEOLÓGICA		LITOLOGÍA				
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO		Depósitos de remoción en masa (33)	33-Bloques, gravas, arenas y arcillas.				
		PLEISTOCENO	Depósitos glaciafluviales y glaciaacustres (27)	Depósitos glaciares indiferenciados (26)	32- Gravas, arenas y limos. 31- Basaltos olivínicos. 30-Gravas, arenas, limos y arcillas. 29-Cenizas y lapilli. 28-Basaltos y brechas volcánicas. 27-Gravas, arenas y limos. 26-Till, bloques, gravas y arenas.				
				Basalto del Cerro La Horqueta (31)	25-Andesitas y basaltos olivínicos. 24-Basaltos olivínicos, piroclastitas. 23-Riolitas.				
				Depósitos aluviales y coluviales indiferenciados (32)	22-Basaltos. 21-Basaltos, andesitas y brechas volcánicas.				
	NEÓGENO	PLIOCENO	Superior	F Los Pinos (23)	F Aseret (25) F Paso Mirador (24)	20-Areniscas, tobas, tufitas, conglomerados, basaltos, ignimbritas, pelitas. 19-Tobas e ignimbritas. 18-Granodioritas, granitos y pórfiros graníticos.			
			Inferior	Basalto Chenquenyeyu (22) F Chapelco (21)	F Caleufú (20) F Collón Curá (19)	17-Areniscas, tufitas. Paleosuelos. 16-Basaltos.			
		MIOCENO	Superior	F Coluco (18)	F Collón Curá (19)	F Lolog (15)	15-Conglomerados, areniscas, arcillas y basaltos. 14-Ignimbritas, tobas dacíticas y riolíticas y brechas volcánicas, andesitas, basaltos, dacitas y traquitas; conglomerados, areniscas marinas y continentales. 13-Ignimbritas, tobas dacíticas y riolíticas y brechas volcánicas, andesitas, basaltos y traquitas; areniscas y conglomerados.		
			Medio						
			Inferior				F María Sofia (17) F Cerro Petiso (16)		
		PALEÓGENO	OLIGOCENO		F Ventana (14)				
	EOCENO		F Huitrera (13)						
	PALEOCENO Superior								
MESOZOICO	CRETÁCICO	Superior		Basalto Estancia Chacabuco (12) F Angostura Colorada (11)	12-Basaltos. 11-Conglomerados, areniscas y pelias.				
		Inferior	F Los Machis (10)			10-Granodioritas, dioritas, granitos y tonalitas. 9-Conglomerados, areniscas conglomerádicas y areniscas. 8-Conglomerados, areniscas conglomerádicas, areniscas y pelitas continentales.			
	JURÁSICO	Medio		F Sañicó (6)	F Piedra Pintada (9) F Nestares (8) F Montes de Oca (7)	7-Rocas volcánicas y sedimentarias. 6-Brechas y aglomerados volcánicos, ignimbritas, tobas andesíticas, andesitas y basaltos. 5-Conglomerados, areniscas conglomerádicas, areniscas, arcillas y limolitas continentales.			
		Inferior							
	TRIÁSICO	F Paso Flores (5)			F Lipetrén (4)	4-Granitos, pórfiros graníticos. 3-Granodioritas y monzogranitos con biotita y muscovita. Migmatitas.			
PALEOZOICO	PÉRMICO			F Mamil Choique (3)	2-Esquistos micáceos y cuarzo-micáceos, metaquarzas, ortogneises tonalíticos y graníticos, pegmatitas graníticas.				
	DEVÓNICO	Complejo Colohuincul (1)	F Cushamen (2)		1-Migmatitas, gneises, esquistos, filitas cuarzosas, filitas micaíticas, cuarcitas e intrusivos granodioríticos y tonalíticos.				

Cuadro 1. Cuadro estratigráfico de la Hoja 4172-II, San Martín de los Andes (los números entre paréntesis corresponden a la simbología usada en el mapa para la identificación de la unidad geológica respectiva).

la región más oriental de la Hoja se hallan amplias extensiones de coladas de basaltos olivínicos de la Formación Chenqueniyeu y en la cordillera, basaltos olivínicos y andesitas de las formaciones Aseret y Paso Mirador.

Al norte de San Martín de los Andes, sobresalen del relieve intrusivos riolíticos del Plioceno superior de la Formación Los Pinos.

A partir del Pleistoceno fueron acumulados, a lo largo de la cordillera, en áreas aledañas a los lagos, sedimentos relacionados con la acción glaciaria, tales como depósitos glaciares, fluvio-glaciares y glacialacustres.

En el Holoceno se derramaron coladas de basaltos en varias áreas de la Hoja, como en el cordón de Chapelco, en la pampa de Alicurá y en el cerro La Horqueta.

En un amplio sector cordillerano, tapizan el relieve asomos ocasionales de material piroclástico no consolidado de la Formación Río Pireco.

Completan el registro los depósitos modernos correspondientes a sedimentos aluviales, de remoción en masa y coluviales.

Las unidades aflorantes en la Hoja, su edad y litología están resumidas en el cuadro 1.

2.1. PALEOZOICO

Consideraciones previas sobre las unidades del basamento ígneo-metamórfico

El basamento cristalino aflorante en la Hoja San Martín de los Andes y alrededores contiene rocas metamórficas e ígneas, que han sido tradicionalmente incluidas en unidades litoestratigráficas diferentes en las provincias geológicas reconocidas en la región, de acuerdo con las que identificara Ramos (1999a). En la Cordillera Patagónica Septentrional, las metamorfitas y granitoides han sido denominadas como formaciones Colohuincul y Huechulafquen, respectivamente, en tanto que en la Precordillera Neuquina y en el Macizo Norpatagónico reciben el nombre de formaciones Cushamen y Mamil Choique. Aunque se han sugerido correlaciones temporales entre estas unidades en una y otra región, éstas sólo encontraron base firme de discusión a partir de las primeras dataciones por métodos precisos, que recién comenzaron a realizarse en los últimos años.

La división entre «metamorfitas» y «granitoides» no ha seguido los mismos criterios de mapeo en la Cordillera Patagónica Septentrional y en la

Precordillera Neuquina y Macizo Norpatagónico, básicamente debido a sus diferentes modos de ocurrencia condicionados por el paisaje. Los afloramientos más descubiertos de las segundas han permitido una diferenciación más clara entre rocas metamórficas e ígneas, de modo que la Formación Cushamen incluye desde esquistos y filitas hasta gneises, en tanto que la Formación Mamil Choique se refiere exclusivamente al componente ígneo, intrusivo en la unidad anterior, y a las rocas de mezcla (migmatitas) asociadas.

En cambio, la Cordillera Patagónica y su paisaje accidentado, escarpado y densamente vegetado, ha dificultado enormemente la separación entre metamorfitas y granitoides. Esto se debe a que los gneises y migmatitas se disponen en relación estrecha con las rocas puramente ígneas, y sólo puede separárselas en lugares de buena exposición. Turner (1965a) definió la Formación Colohuincul para agrupar esquistos, filitas y cuarcitas con afloramientos puntuales en la región vecina de Junín de los Andes, pero las migmatitas fueron mapeadas junto con los granitoides en la Formación Huechulafquen.

Dalla Salda *et al.* (1991b, 1999) utilizaron, para la zona de San Martín de los Andes, el criterio de extender la unidad Colohuincul (redefinida como Complejo) para incluir también a las migmatitas, y dejar fuera de ésta a los granitoides. Este criterio de separación resultó de difícil aplicación para el resto de las rocas de la región cordillerana, pobremente expuestas. Es por eso que en la hoja vecina Junín de los Andes (Cucchi *et al.*, 2006), las rocas de basamento fueron separadas de acuerdo con el criterio original de Turner (1965a, 1973), en metamorfitas de grado bajo-medio, hasta esquistos (Formación Colohuincul), y granitoides más metamorfitas de grado medio-alto (Complejo Huechulafquen). Más aún, en la Hoja San Carlos de Bariloche (Giacosa *et al.*, 2005) no se separaron los intrusivos graníticos, sino que todo el basamento cristalino ígneo-metamórfico fue incluido en un único Complejo Colohuincul. Este criterio es el que se aplica en este trabajo, por lo cual las rocas metamórficas del sector andino serán incluidas en el Complejo Colohuincul, junto con los granitoides que los intruyen, presumiblemente dentro de un mismo ciclo tectónico-magmático. Por otro lado, en el sector extraandino se incluirán los términos metamórficos en la Formación Cushamen y los ígneos (más migmatitas), en la Formación Mamil Choique.

2.1.1. DEVÓNICO-CARBONÍFERO

Complejo Colohuincul (1)

Migmatitas, gneises, esquistos, filitas cuarzosas, filitas micacíticas, cuarcitas, intrusivos granodioríticos y tonalíticos.

Antecedentes

Turner (1965a, 1973) estableció la denominación de Formación Colohuincul para reunir las metamorfitas de bajo grado, carentes de inyección granítica, aflorantes en el cerro homónimo y hasta el área de Aluminé, al norte de esta comarca, en el sector oriental de la Cordillera Patagónica neuquina. Se trata de las rocas que Feruglio (1941) había agrupado en la unidad «esquistos cristalinos» y González Bonorino (1944) en las «rocas metamórficas del basamento cristalino».

Dalla Salda *et al.* (1991b) le dieron a esta unidad categoría de Complejo y también incluyeron en ella rocas de alto grado metamórfico y migmatitas. En este trabajo se considerarán asimismo como parte del Complejo Colohuincul, los cuerpos intrusivos tonalíticos y granodioríticos que Turner (1965a,b, 1973) incluyó en su Formación Huechulafquen.

Debe tenerse en cuenta la dificultad adicional de separar las unidades metamórficas e ígneas antiguas, de los granitoides más modernos que intruyen al basamento cristalino. Como ejemplo vale mencionar que la Formación Huechulafquen mapeada en la vecina hoja Junín de los Andes incluye, además de granitoides paleozoicos, otros de edad mesozoica y hasta cenozoica (Cucchi *et al.*, 2006).

Los granitoides más antiguos pueden distinguirse del resto por presentar contactos gradacionales con los gneises pelíticos, a diferencia de los más jóvenes que se relacionan con las metamorfitas por medio de aureolas hornfelsicas, por ser biotíticos y con microclino, por presentar pronunciados efectos de cataclasis y fuerte lineación (aunque no siempre) y por el predominio composicional de granitos y granodioritas (Vattuone de Ponti, 1987). Sin embargo, la escasez de afloramientos, su naturaleza discontinua y su difícil acceso complican la separación. Para este trabajo se contó con gran cantidad de dataciones radimétricas obtenidas por González Díaz y Valvano (1978) y González Díaz (1982a y b), que permitieron separar granitoides del Cretácico y Cenozoico, situados en el sector sudoeste de la Hoja.

También se consideró la susceptibilidad magnética como dato adicional, teniendo en cuenta que los

granitoides cretácicos parecen caracterizarse por valores elevados, en contraposición con los granitos y migmatitas del Paleozoico, con susceptibilidades menores en órdenes de magnitud.

El resultado final, de acuerdo con estas ideas, es el de un Complejo Colohuincul que incluye solamente unidades geológicas «antiguas», es decir, rocas metamórficas y granitoides relacionados genéticamente con el mismo ciclo tectónico-magmático, aquí adjudicado al Paleozoico. Debe tenerse presente que estudios de detalle futuros podrían ayudar a establecer que muchos de los afloramientos mapeados dentro del Complejo Colohuincul pueden en realidad corresponder a unidades más jóvenes, y viceversa.

Distribución areal

Muy buenas exposiciones de esta unidad se localizan en los cortes de la ruta nacional 234 situados al suroeste de la ciudad de San Martín de los Andes (figura 2), en el camino de acceso al cerro Chapelco, y al norte del lago Lacar, en el camino a Paso Hua Hum.

El afloramiento más importante y característico está situado al este del lago Lolog, y está en continuidad con los asomos que sirvieron a Turner (1973) para determinar como localidad tipo para la Formación Colohuincul el cerro homónimo, en la vecina Hoja Junín de los Andes. Otros afloramientos menores aparecen en el extremo oriental del brazo Huemul y en el cerro Tetón. Las rocas de todos los asomos mencionados se caracterizan por valores bajos de susceptibilidad magnética (entre 2 y 100×10^{-5} SI, con una moda de 30×10^{-5} SI). Valores inferiores a 100×10^{-5} SI indican la virtual ausencia de magnetita como mineral accesorio en el Complejo Colohuincul, tanto en sus componentes ígneos como metamórficos.

Litología

En los alrededores de San Martín de los Andes, el Complejo Colohuincul está compuesto principalmente por gneises de grano medio y fino, con escasas intercalaciones de esquistos micáceos y cuarcitas. Los gneises muestran bandeo fino, milimétrico, bien marcado y replegado. Hay variedades tonalíticas con biotita y sillimanita, otras tonalíticas con biotita y muscovita, tonalíticas con biotita y epidoto y granodioríticas con biotita y hornblenda (Dalla Salda *et al.*, 1999). Las migmatitas son epibolitas, asociadas a agmatitas y embrechitas.

En general los gneises tienen foliación y esquistosidad poco marcada; en los afloramientos de la ruta 234, cerca de la ciudad de San Martín de los Andes, tienen rumbo regional N40°-60°/70°SE y al oeste del lago Lolog N40°-50°/80° SE. Se observan cuarcitas micáceas intercaladas entre los gneises.

Las metamorfitas están intruidas por cuerpos menores dispuestos con su eje mayor coincidente con la dirección de esquistosidad, que fueron denominados localmente por Dalla Salda *et al.* (1991b) como Tonalita San Martín de los Andes (tonalita foliada) y Granodiorita Lago Lácar (granodiorita maciza). El predominio de gneises, micacitas inyectadas y migmatitas en esta área sugiere un grado metamórfico mayor que el de la misma unidad en la zona de Aluminé (González Díaz y Nullo, 1980). El rumbo general es N-S, con inclinaciones hacia el oeste fuertes o verticales.

Lucassen *et al.* (2004) determinaron que los intrusivos antiguos, en su conjunto, son mayormente graníticos y muchos de ellos tienen un carácter levemente peraluminoso, que sugiere la contribución a los magmas de corteza derivada de rocas sedimentarias. La composición isotópica también insinúa un origen cortical, y además una afinidad muy cercana con las rocas metamórficas que los circundan. El magmatismo del Paleozoico tardío es interpretado como originado en el reciclado de corteza continental proterozoica (Lucassen *et al.*, 2004; Varela *et al.*, 2005).

Relaciones estratigráficas

El Complejo Colohuincul es la unidad más antigua aflorante en la Hoja San Martín de los Andes y por lo tanto subyace en discordancia a varias de las unidades aflorantes en la región, con las que también puede estar en contacto tectónico.

Las formaciones Los Machis y Huitrera se asientan sobre el complejo en discordancia angular y en contacto tectónico en el cerro Malo, como así también entre los lagos Lolog y Lácar. En el norte, está cubierta en discordancia por la Formación Aseret.

Edad

La edad de las rocas metamórficas de esta unidad fue estimada como precámbrica por Groeber (1929), González Bonorino (1944), Feruglio (1949), Galli (1954), Banhero (1957) y Coco (1957). Turner

(1965b) les asignó una edad precámbrica y/o paleozoica inferior, con dudas, basado en que en ninguna parte se ha observado una cubierta más antigua que la triásica (Formación Aluminé).

Dessanti (1972) y González Díaz (1982), entre otros, consideraron que se trataba de un complejo metamórfico de edad paleozoica precarbonífera, intruido por plutonitas del Paleozoico Superior. Esto no se pudo precisar hasta ahora debido a las limitaciones de los métodos de datación aplicados, ya que las edades K-Ar son de enfriamiento, y las Rb-Sr son errorcronas que a veces carecen de significado geológico por la compleja historia tectonotérmica. Múltiples determinaciones por estos métodos habían dado resultados absolutamente disímiles: edades determinadas por el método Rb-Sr, aplicado a rocas del basamento de la Hoja San Martín de los Andes y zonas aledañas, variaron entre 1190 y 360 Ma (Parica, 1986; Dalla Salda *et al.*, 1991 a y b; Linares *et al.*, 1988, 1997; Ostera *et al.*, 2001; Lucassen *et al.*, 2004), en tanto que las estimadas por el método K-Ar oscilaron entre 340 y 169 Ma (Toubes y Spikerman, 1973; González Díaz, 1982a y b; Varela *et al.*, 2005).

El advenimiento reciente de métodos de datación relativamente precisos como U-Pb convencional y su variante SHRIMP, que dan edades de cristalización de las rocas metaígneas, ha permitido que comiencen a surgir edades que muestran cierta repetición y coherencia, y que por lo tanto permiten hacer interpretaciones geológicas con cierto sustento. El gneis tonalítico de la zona de San Martín de los Andes arrojó edades de entre 419-350 Ma por el método U-Pb convencional (Varela *et al.*, 2005), mientras que por el método U-Pb SHRIMP se precisó un valor de 393±3 Ma (Godoy *et al.*, 2008). Martínez *et al.* (2012) dataron migmatitas y esquistos por el método de microsonda electrónica de Th-U-Pb sobre monacitas, con resultados de 392±4 y 350±6, y adjudicaron este último valor a un episodio de retrogradación. En cuanto al componente ígneo, la tonalita de San Martín de los Andes fue datada con U-Pb convencional en 401±3 Ma, al igual que una granodiorita del extremo sudeste del lago Lolog (395±4 Ma; Pankhurst *et al.*, 2006); esta última edad se complementa con edades K-Ar de 212±10 y 270±10 Ma obtenidas por González Díaz (1982a y b) de rocas del extremo occidental del mismo lago. En la vecina Hoja San Carlos de Bariloche se determinaron otros intrusivos algo más jóvenes en el cordón del Serrucho (U-Pb 323±3 Ma, 330±4 Ma, Pankhurst *et al.*, 2006). Estas determinaciones per-

miten interpretar la existencia de un basamento de edad mínima devónica, intruido por granitoides del Devónico-Carbonífero temprano, tal como fuera propuesto por Dessanti (1972) y González Díaz (1982a y b).

Correlaciones y significado geológico

Lara y Moreno (2004) definieron informalmente los Esquistos del río Lipinza, en la frontera argentino-chilena inmediatamente al norte de la Hoja San Martín de los Andes, y en continuidad con afloramientos del Complejo Colohuincul en el lado argentino. Otras unidades equivalentes en territorio chileno serían el Complejo Metamórfico Liquiñe, un conjunto de gneises y esquistos cuarzo-micáceos, milonitizados por efecto de la intrusión de granitoides cretácicos (Lara y Moreno, 2004) y el Complejo Metamórfico Trafún, en la Hoja Los Lagos-Malalhue (Duhart *et al.*, 2003).

La Formación Piedra Santa aflorante en el cordón homónimo situado al noreste de Junín de los Andes, datada en 311 ± 16 y 372 ± 18 Ma, sería equivalente al Complejo Colohuincul, de acuerdo con las determinaciones de edad de Franzese (1995).

El Complejo Plutónico del Chachil, en la Hoja Junín de los Andes, caracterizado por ser anterior al Grupo Choiyoi y con una edad K-Ar de 281 ± 4 Ma (Cucchi *et al.*, 2006), podría ser un equivalente de la parte ígnea del Complejo Colohuincul.

El Batolito Panguipulli de Chile, sobre la base de dataciones triásicas, fue interpretado por González Bonorino (1979) y Dalla Salda *et al.* (1991a y b) como equivalente a la Formación Huechulafquen, cuyas rocas fueron aquí incluidas en el Complejo Colohuincul. Con posterioridad, se comprobó una edad jurásica para el Batolito Panguipulli; el magmatismo del Paleozoico tardío estaría representado, en realidad, por el batolito Futrono-Riñihue, tal como lo definirían Campos *et al.* (1998).

La hipótesis de una correlación entre las formaciones Cushamen y Mamil Choique de la Patagonia Extraandina, con las unidades metamórficas e ígneas del Complejo Colohuincul, respectivamente, ha sido reiteradamente planteada (e.g. Digregorio y Uliana, 1980; Dalla Salda *et al.*, 1991, 1999), y discutida por González Díaz y Nullo (1980) y Caminos y Llambías (1984). Las últimas dataciones establecerían una diferencia temporal. Así, Varela *et al.* (2005), Basei *et al.* (2005), Ramos (2008) y Godoy *et al.* (2008) interpretaron la existencia de dos orogénias diferentes: una devónica (Chánica) en la zona de San Martín de los Andes (Complejo Colohuincul), y otra paleozoica tardía (Gondwánica) en el cinturón de Mamil Choique-Cushamen. La orogenia Chánica que afectó al Complejo Colohuincul se caracteriza por una primera etapa de alta presión, atribuida a un engrosamiento cortical por colisión, seguida por relajación térmica a condiciones de presión inter-



Figura 2. Aspecto que presentan los afloramientos del Complejo Colohuincul en la ruta nacional 234 frente al lago Lácar.

media (García Sansegundo *et al.*, 2008; Martínez *et al.*, 2012).

2.1.2. DEVÓNICO - PÉRMICO

Formación Cushamen (2)

Esquistos, micacitas, filitas cuarzosas, metacuarcitas, migmatitas y metavolcanitas.

Antecedentes

Volkheimer (1964) creó esta denominación para agrupar las ectinitas y migmatitas de la zona de Cushamen, en la provincia del Chubut, denominación que luego fue extendida por diversos autores para referirse a las rocas metamórficas del sector occidental del Macizo Norpatagónico.

Al norte del río Limay, en la Hoja 38c, Piedra del Águila, Galli (1969) describió con el nombre de Basamento Cristalino migmatitas y rocas intrusivas de composición granodiorítica, con una menor participación de micacitas y rocas cuarcíticas, con marcada esquistosidad. Proserpio (1974) y Nullo (1979) separaron las migmatitas y rocas intrusivas en la Formación Mamil Choique, de las ectinitas incluidas en la Formación Cushamen.

A su vez, dentro del ámbito de la Hoja 41c, Río Chico, Ravazzoli y Sesana (1977) reconocieron en la Formación Cushamen dos miembros: Miembro Ectinitas y Miembro Migmatitas.

Dalla Salda *et al.* (1994) reunieron las metamorfitas de Cushamen y los granitoides de Mamil Choique dentro del Complejo Río Chico y estimaron que el pasaje entre ambas unidades está dado por angostas zonas de migmatitas.

En la Hoja San Carlos de Bariloche, Giacosa *et al.* (2005) incluyeron dentro de la Formación Cushamen esquistos y pegmatitas graníticas foliadas, ambos con la misma fábrica deformacional, en tanto que reservaron el nombre Formación Mamil Choique para granitoides foliados paleozoicos y su eventual zona de contacto con las rocas metamórficas (migmatitas).

Litología y distribución areal

Esta unidad está constituida por esquistos, micacitas, filitas cuarzosas, metacuarcitas y migmatitas. La presencia de rocas metavolcánicas intercaladas en las metasedimentitas fue reconocida por Cerredo y López de Luchi (1999). Los afloramientos se extienden a lo largo de todo el borde

oriental de la Hoja, y en estrecha relación con las rocas graníticas y migmatíticas de la Formación Mamil Choique.

Los esquistos son de grano mediano y color gris, presentan una fuerte foliación y lineación mineral con estiramiento bien marcado, compuestos por cuarzo, biotita, muscovita y feldespato. En ocasiones estas rocas están muy meteorizadas y atravesadas por diques y venas cuarzosas y pegmatíticas.

El metamorfismo es de grado medio, en la parte alta de la facies anfibolita, con otro de grado medio-bajo sobreimpuesto, en la facies esquistos verdes (Márquez *et al.*, 2002).

El rasgo estructural distintivo de la Formación Cushamen es una esquistosidad cuyo rumbo se sitúa predominantemente en el cuadrante NO-SE (Caminos y Llambías, 1984). En el área de Cushamen el rumbo es N 20-30° O.

A pocos km al sur del área abarcada en este trabajo, en la margen oeste del río Pichileufú (paso de los Molles) afloran esquistos moscovíticos afectados por un episodio deformacional sobreimpuesto a la foliación penetrativa, caracterizado por una notable lineación subhorizontal de la moscovita y de porfiroblastos de andalucita alterada a sericita. Esta deformación, asociada a fallas transcurrentes dúctiles sobre un episodio de metamorfismo térmico, se repite en asomos situados en los campos de la estancia Carhué (Giacosa *et al.*, 2005).

A partir de datos químicos obtenidos de las metasedimentitas y sus intercalaciones volcánicas, se ha interpretado para esta unidad una depositación en un ambiente tectónico de antearco (Cagnoni *et al.*, 1997), contemporáneo y adyacente a un volcanismo de arco magmático (López de Luchi *et al.*, 2002).

Relaciones estratigráficas

Las metamorfitas de la Formación Cushamen están en contacto con las rocas graníticas y migmatíticas de la Formación Mamil Choique, y en algunos casos, el pasaje de una a otra es transicional (Nullo, 1979).

Las volcanitas de la Formación Huitrera cubren a la Formación Cushamen en discordancia angular y diques riolíticos la intruyen localmente.

La Formación Collón Curá y los Basaltos Chenqueniyeu y Cerro Petiso se apoyan sobre la Formación Cushamen mediante una discordancia erosiva.

Edad y correlaciones

Rabassa (1974) propuso una edad pérmica para el «Basamento cristalino» mapeado en el área de Pilcaniyeu-Comallo. Sin embargo, posteriores dataciones radimétricas llevaron a adjudicarle una edad proterozoico-paleozoica temprana (e.g. Rapela *et al.*, 1991a y b; Giacosa *et al.*, 2005).

Las dataciones por el método Rb-Sr arrojaron valores de entre 360 y 1200 Ma (Linares *et al.*, 1988, 1997; Ostera *et al.*, 2001), con edades K-Ar de enfriamiento de entre 170 y 370 Ma (Franzese, 1995; Duhart *et al.*, 2002; Varela *et al.*, 2005). Esta gran dispersión de edades sólo comenzó a restringirse recientemente, cuando Lucassen *et al.* (2004) informaron determinaciones U-Pb en titanitas de rocas calcosilicáticas de Piedra del Águila, de 375 ± 15 y 380 ± 2 Ma, y Varela *et al.* (2005) obtuvieron valores de 273 ± 10 y 425 ± 28 en rocas provenientes del río Limay. Hervé *et al.* (2005) obtuvieron edades U-Pb SHRIMP en circones detríticos de la Formación Cushamen en cercanías de Río Chico, con lo que determinaron una edad mínima para el protolito (y/o máxima edad para la sedimentación) de 335 Ma, viseana. La edad mínima para el metamorfismo de esta unidad estaría dada por la edad pérmica temprana de los granitos que la intruyen (Duhart *et al.*, 2002).

La correlación entre la Formación Cushamen y los términos metamórficos del Complejo Colohuincul fue propuesta por Digregorio y Uliana (1980) y Dalla Salda *et al.* (1991, 1999), y discutida por González Díaz y Nullo (1980) y Caminos y Llambías (1984). Las últimas dataciones han permitido proponer una correlación entre la Formación Cushamen y los esquistos de la Formación Esquel, en la provincia de Chubut (Duhart *et al.*, 2002; Hervé *et al.*, 2005), donde estos últimos se caracterizan por tener protolito de edad similar, aunque afectado por un metamorfismo de grado menor (facies esquistos verdes o inferior).

Se espera que nuevas dataciones arrojen luz sobre estas cuestiones, y mientras tanto se acepta una edad paleozoica (Devónico-Carbonífero) para el protolito de la Formación Cushamen, con un pico metamórfico en el Carbonífero-Pérmico, episodio que parece ser más joven que el que registra el Complejo Colohuincul en el área cordillerana (Basei *et al.*, 2005; Godoy *et al.*, 2008).

De esto se desprende que Cushamen sería devónica-pérmica? ya que el protolito llegaría al Devónico y habría un pico metamórfico pérmico.

2.1.3. CARBONÍFERO - PÉRMICO

Formación Mamil Choique (3)

Granodioritas, monzogranitos y migmatitas.

Antecedentes

La denominación del epígrafe fue introducida por Ravazzoli y Sesana (1977) para designar un conjunto de granitos, granodioritas, tonalitas y migmatitas, con esquistosidad bien definida, aflorante en la región del río Chico, en el suroeste de Río Negro. Estas rocas están en estrecha relación espacial con la Formación Cushamen, comparten con ella la orientación de su esquistosidad y contienen sus xenolitos.

Galli (1969) incluyó las rocas de esta formación en su «Basamento metamórfico», junto con la precedente Formación Cushamen, aunque hizo la salvedad de que los afloramientos de ectinitas son minoritarios. Rabassa (1974) utilizó el mismo criterio.

También dentro del área de trabajo, Nullo (1979) extendió la denominación de Ravazzoli y Sesana (1977) a los asomos de la región de Paso Flores y distinguió cuatro facies: migmatita, tonalita-granodiorita, anfibolita y granito.

Litología y distribución areal

En la región, la unidad consiste en granodioritas y monzogranitos de grano medio a grueso, con biotita o biotita+muscovita. Se caracteriza por contener xenolitos de metamórfitas y por tener esquistosidad y lineación mineral paralela a la de las rocas metamórficas adyacentes. Son rocas peraluminosas, y consideradas anatécticas y sintectónicas (Dalla Salda *et al.*, 1999).

En Comallo los granitoides fueron descriptos como biotíticos y débilmente esquistosos, localmente con relictos de esquistos biotíticos. Al oeste de Sañicó tienen una ligera foliación marcada por biotita y en algunos asomos son porfiroides. En el sector del río Pichileufú predominan los granitos migmatíticos con intensa cataclasis (Nullo, 1979). Las rocas son de color rosado claro a gris rosado.

También se incluyen en esta unidad las migmatitas asociadas, esencialmente embrechitas con algunas epibolitas, con esquistosidad dominante en los planos NNO-SSE y ONO-ESE (Dalla Salda *et al.*, 1999). Los afloramientos más extensos se encuentran a ambos lados del río Pichileufú y en las cercanías de la loma Carhué.

Los asomos de anfibolitas son escasos y están representados por fajas elongadas, compuestas principalmente por anfíbol, y asociadas espacialmente con migmatitas, con las que tienen un contacto transicional; las dimensiones de estos cuerpos no justifican su mapeo por separado (Nullo, 1979).

Como se dijera anteriormente, el magmatismo del Paleozoico tardío en la región del norte patagónico es levemente peraluminoso y es interpretado como originado por el reciclado de corteza continental proterozoica (Lucassen *et al.*, 2004; ver Complejo Colohuincul). Cerredo y López de Luchi (1998) interpretaron que las tonalitas y granodioritas son el producto de un magmatismo calcoalcalino, metaaluminoso-peraluminoso, en un ambiente colisional, que sucedió al pico de deformación y metamorfismo que afectó a la Formación Cushamen. Metamorfismo, deformación y magmatismo serían producto de un único evento de colisión y engrosamiento cortical, cuyo límite temporal inferior está dado por la edad de cristalización de los plutones post-colisionales de la Formación Mamil Choique (Cerredo y López de Luchi, 1998).

Relaciones estratigráficas

Las facies graníticas de la Formación Mamil Choique son intrusivas en la Formación Cushamen, con extensas zonas de mezcla que constituyen la facies de migmatitas, y que representan un pasaje transicional entre una y otra unidad. A su vez, los granitos y pórfidos graníticos de la Formación Lipetrén intruyen a la Formación Mamil Choique, contacto que también suele ser transicional (Nullo, 1979).

Inmediatamente al este de la hoja, en el área del arroyo Comallo, se observa la relación discordante de todas las unidades más modernas sobre la Formación Mamil Choique (Nullo, 1979).

Edad y correlaciones

Nullo (1979) marcó la equivalencia de la Formación Mamil Choique con la Tonalita El Platero, reconocida por Cazau (1972) hacia el sudeste de la Hoja. Cerredo y López de Luchi (1998) confirmaron mediante estudios microestructurales la pertenencia de los Granitoides Mamil Choique y la Tonalita El Platero a un mismo evento tectonotérmico, posterior al pico de deformación y metamorfismo de la Formación Cushamen.

La posibilidad de una correlación entre la Formación Mamil Choique y los componentes ígneos

del Complejo Colohuincul del sector cordillerano, ya discutida, deberá dirimirse con nuevos datos geocronológicos y geoquímicos.

Las edades Rb-Sr obtenidas en granitoides por Linares *et al.* (1988), López de Luchi *et al.* (1999) y Varela *et al.* (2005) varían entre 280 y 490 Ma; determinaciones K-Ar proporcionaron edades de enfriamiento de entre 175 y 310 Ma (Ravazzoli y Sesana, 1977; Linares *et al.*, 1997; López de Luchi *et al.*, 1999, Duhart *et al.*, 2002, Varela *et al.*, 2005). Las dataciones U-Pb convencional oscilan entre 269±13 y 386±5 Ma, con un predominio de edades entre 280 y 300 Ma (Varela *et al.*, 2005; Pankhurst *et al.*, 2006). La información disponible hasta el momento permite interpretar al magmatismo de la Formación Mamil Choique como de edad carbonífera-pérmica, con edades de enfriamiento en el Pérmico.

2.2. PALEOSOICO-MESOZOICO

2.2.1. PÉRMICO-TRIÁSICO

Formación Lipetrén (4)

Granitos y pórfiros graníticos.

Antecedentes

Con el nombre de Formación Lipetrén, Nullo (1978) reunió un conjunto de rocas graníticas acompañadas por pórfiros graníticos aflorantes en la sierra de Lipetrén, situada al sureste, fuera del ámbito de la Hoja San Martín de los Andes, al sur de Ingeniero Jacobacci. Estas rocas estaban incluidas en la unidad que Volkheimer (1964) denominara Granito Aplítico y en la Formación Mamil Choique de Sesana (1968).

Nullo (1979) reconoció esta unidad en la región de Paso Flores, y muchos de esos asomos fueron mapeados por Cucchi (1998) en la vecina Hoja Piedra del Águila.

Distribución areal

La Formación Lipetrén aflora en el extremo suroccidental de la Hoja, al sureste del cerro Flamiché, al suroeste de las nacientes del arroyo Blanco y en los arroyos Reuque y Malón (figura 3), tributarios del río Pichileufú. Otro grupo de afloramientos se halla en la margen izquierda del río Collón Curá, en la estancia Corral de Piedra y entre las estancias San Bernardo y Collón Curá.

Los afloramientos se encuentran en su totalidad hacia el oeste del río Pichileufú; se trata de cuerpos

de pequeño tamaño, hipabisales, con textura porfírica y composición granítica (Nullo, 1979).

Litología

Esta unidad está compuesta por granitos leucocráticos de color rosado a rojo fuerte, con mica escasa, y por pórfiros graníticos o granitos micrográficos de color rosado fuerte a rosa anaranjado (Nullo, 1978). Presentan grano fino a mediano, con algunos sectores más gruesos, y con facies aplíticas. La textura en general es porfírica con fenocristales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y en escasa proporción micas. Algunos cristales pueden alcanzar los 6 mm de tamaño.

Al microscopio se observan fenocristales de feldespato potásico subhedrales y de cuarzo anhedrales, fracturados, con extinción ondulosa; en escasa proporción hay plagioclasa ácida con alteración caolínica, y son minoritarios la biotita y los óxidos de hierro. Localmente presenta texturas cataclásticas (Nullo, 1978, 1979).

Relaciones estratigráficas

Las rocas de la Formación Lipetrén intruyen a las de las formaciones Mamil Choique y Cushamen. Sobre ellas se hallan las volcanitas de la Formación Huitrera y el basalto de la Formación Chenqueniyeu.

Edad y correlaciones

Stipanivic *et al.* (1968) distinguieron a las plutonitas ácidas de color rosado del Macizo Nordpatagónico, de aquellas de color gris que están en íntima relación con las rocas metamórficas hospedantes; reconocieron a los granitos rosados como un pulso magmático más joven, diferente de la Formación Mamil Choique, y los reunieron en la Formación Michihuau, que sería equivalente a la Formación Lipetrén. Informaron una edad K-Ar de 238 Ma en la zona de Ingeniero Jacobacci, y otra de 203 Ma en granitos de Gastre

Volkheimer (1973) comparó los granitos rosados de la sierra de Lipetrén con aquellos de Gastre y en el mismo sentido, Rapela *et al.* (1991) los incluyeron en el Batolito de la Patagonia Central de esa misma región (Superunidad Lipetrén), a los que dató en 207 ± 1 Ma por el método Rb-Sr, coincidente con la determinación de Stipanivic *et al.* (1968).

Análisis recientes realizados en plutonitas situadas inmediatamente al este de la Hoja (Varela *et al.*, 2005) permitieron precisar una edad de 279 ± 18 Ma por el método U-Pb convencional para rocas de la Loma Miranda, complementada por edades K-Ar de 243 ± 5 y 235 ± 8 Ma. Otra edad K-Ar de 244 ± 7 Ma fue informada para el cerro Yuncón (Varela *et al.*, 2005), ambas localidades dentro de la Hoja Piedra del Águila. Estos valores darían sustento a la edad pérmica interpretada por Stipanivic *et al.* (1968) y



Figura 3. Afloramiento de granitos de la Formación Lipetrén al este del cerro Mallín Grande.

Nullo (1979), y echan dudas sobre la correlación establecida con otras regiones como Gastre, y sobre la validez de las edades determinadas sobre ellas.

En este trabajo se considera que los granitoides de la Formación Lipetrén tienen edad pérmica, con edades de enfriamiento extendiéndose hasta el Triásico.

2.3. MESOZOICO

2.3.1. TRIÁSICO

Triásico superior

Formación Paso Flores (5)

Conglomerados, areniscas conglomerádicas, areniscas y arcilitas.

Antecedentes

Esta unidad fue definida por Fossa Mancini (1937) como Formación Continental de Paso Flores. Posteriormente Frenguelli (1948) la llamó Estratos de Paso Flores y Galli (1954, 1969) la describió como Serie de Paso Flores. Finalmente fue descrita como Formación Paso Flores (Nullo, 1979; González Díaz, 1982a y b; Spalletti *et al.*, 1988).

Las principales contribuciones paleontológicas y sedimentológicas acerca de esta unidad se deben a Frenguelli (1937, 1948); Bonetti y Herbst (1964); González Díaz (1982a y b); Spalletti *et al.* (1988, 1992, 1999); Arrondo *et al.* (1991); Morel *et al.* (1992, 2000); Artabe *et al.* (1994); Zamuner y Artabe (1994); Zavattieri *et al.* (1994); Ganuza *et al.* (1995) y Zavattieri (1995, 1997a,b).

Distribución areal

La Formación Paso Flores aflora en la región oriental de la Hoja (figura 28). Los afloramientos más extensos se localizan sobre las márgenes del río Limay, en la loma Ranquel-Huao y al norte de la estancia Corral de Piedra. Otros están situados al noreste de la estancia Collón Curá y en la margen derecha del río de ese nombre, en los cañadones de Pancho y El Pedregoso.

Buena parte de los perfiles que se hallaban en las antiguas márgenes del río Limay han quedado cubiertos por las aguas del embalse Piedra del Águila (figura 4).

El perfil tipo se halla en Paso Flores, en la margen izquierda (occidental) del río Limay, al norte de

la antigua balsa de Paso Flores y enfrente, en el cerro Mariana.

Litología

La Formación Paso Flores es una unidad sedimentaria de origen continental con un alto contenido fosilífero, constituida por conglomerados, areniscas conglomerádicas, areniscas y arcilitas de color castaño claro; sin embargo, a simple vista se observa una pátina de color castaño a castaño rojizo por el contenido de óxidos de hierro (figura 5).

Esta unidad está constituida por una potente secuencia estratodecreciente, integrada por estratos tabulares. Los espesores alcanzan 30 m en las lomas de Ranquel Huao, 90 m en el cañadón de Pancho y, según Frenguelli (1948) y Spalletti *et al.*, (1988), 263 m en la estancia Paso Flores y en el cerro Mariana, en la margen derecha del río Limay.

Los conglomerados son polimícticos con matriz arenosa, muy consolidados, con clastos redondeados y esféricos, con diámetros de hasta 20 cm, de composiciones graníticas y volcánicas. Intercalados, se observan pequeñas lentes de areniscas finas a medianas y de arcilitas con material fosilífero, consistente en improntas de hojas y troncos silicificados.



Figura 4. Potentes estratos de conglomerados de la Formación Paso Flores en la margen oriental del embalse del dique Piedra del Águila.

Las areniscas conglomerádicas están muy presentes en todo el perfil, e integran estratos con espesores que alcanzan 40 centímetros.

Las areniscas, de color gris claro y pardo amarillento, de grano fino a grueso, presentan una fuerte estratificación entrecruzada y tienen espesores que varían entre 1 y 9 metros. Son duras y en ocasiones alternan con tobas silicificadas.

Las arcilitas tienen tonalidades grises, verdosas y rojizas, están laminadas, constituyen niveles lajosos con alto contenido de fósiles, y presentan ondulitas.

En cuanto al ambiente de depositación, los conglomerados indican una subsidencia cuencal y ascenso del frente montañoso. Estas rocas habrían formado parte de una bajada pedemontana con ríos anastomosados, en un sistema que disminuía gradualmente su energía dada la presencia de areniscas en el techo de los perfiles. Arrondo *et al.* (1991) consideraron que la depositación de estas sedimentitas se produjo en una cubeta altamente subsidente limitada por fallas extensionales o transtensionales y circundada por terrenos volcánicos y graníticos. Franchi *et al.* (1989) infirieron para la Formación Paso Flores un depocentro asociado con fallas directas. Según estos autores, la sedimentación habría estado controlada por una combinación entre fenómenos tectónicos sindeposicionales y cambios marcados en el régimen fluvial.

Spalletti (1994a,b) consideró que los mesociclos recurrentes conglomerádico-arenosos que se vinculan con variaciones periódicas de la descarga, posiblemente estaban asociados con cambios climáticos inducidos por factores astronómicos.



Figura 5. Apecto de los conglomerados de la Formación Paso Flores en la localidad de la figura 4.

Paleontología

La Formación Paso Flores contiene abundantes elementos de la «Flora de *Dicroidium*» (Frenguelli, 1937; Spalletti *et al.*, 1988, 1992; Arrondo *et al.*, 1991; Morel *et al.*, 1992; Artabe *et al.*, 1994).

Según Artabe y Morel (2003), los elementos diagnósticos corresponden a filicales como *Cladophlebis grahami*, *C. denticulata*, *Dictyophyllum chihuiensis*, *D. tenuiserratum* y *D. rothi*; pteridospermas correspondientes a coristospermas como *Rhexoxylon brunoi*, *Dicroidium crassum*, *D. odontopteroides*, *D. lancifolium*, *Xylopteris argentina* y *X. elongata*. También son abundantes *Scleropteris grandis*, *Linguifolium arctum*, *L. lilleanum*, *L. tenisonwoodsii* y *L. steinmannii*; las voltziáceas (*Cycadocarpidium* y *Heidiphyllum*), *Telemachus* (cf. Spalletti *et al.*, 1992), protopináceas (*Protocircoporoxylon marianaensis*) y ginkgoales (Spalletti *et al.*, 1999).

Relaciones estratigráficas

Esta entidad se apoya en marcada discordancia sobre el basamento metamórfico de la Formación Cushamen.

Está cubierta en discordancia por las formaciones Sañicó, Nestares, Collón Curá, Caleufú, Cerro Petiso y por depósitos aluviales.

Edad y correlaciones

González Díaz (1982a y b) le asignó a esta formación una edad triásica superior, sobre la base del estudio de restos paleoflorísticos de muestras tomadas en el sector occidental del río Collón Curá, en tanto que Ganuza *et al.* (1995) realizaron un estudio de la paleoflora de esta unidad aflorante en el cañadón de Pancho y llegaron a la conclusión que corresponde al Neotriásico tardío. Por su parte, Zavattieri (1997a) observó que la mega y microflora indican niveles del Triásico más alto, que puede llegar al Retiano.

Esta unidad contiene un buen número de taxones comunes con las vegetaciones jurásicas, y sería la entidad continental más reciente del Triásico argentino (Artabe y Morel, en Stipanovic y Marsicano, 2003). En este trabajo, de acuerdo con lo anteriormente descrito, se le asigna una edad Triásico tardío alto.

La Formación Lapa de edad neotriásica por el hallazgo de *Telemachus elongatus* y *Pagiophyllum*

sp. (Spalletti *et al.*, 1988) sería sincrónica con la Formación Paso Flores.

2.3.2. TRIÁSICO - JURÁSICO

Triásico superior – Jurásico inferior

Formación Sañicó (6)

Brechas y aglomerados volcánicos, ignimbritas, tobas andesíticas, andesitas y basaltos.

Antecedentes

Galli (1954, 1969) fue quién agrupó un conjunto de volcanitas con la denominación Sañicolitense, en la región de Piedra del Águila, separándolas de las rocas del Choiyolitense. Algunos de los asomos de la Hoja fueron también mapeados por Giacosa (1982) y Cucchi (1998).

La denominación formal de la unidad se debe a Stipanovic *et al.* (1968).

Distribución areal

La Formación Sañicó aflora en el extremo nororiental de la Hoja, en los alrededores de la estancia San Bernardo y de los cerros Feo y Casa de Piedra, y un poco más al sur, en Corral de Piedra, como parte de la configuración estratigráfica de la Precordillera Neuquina Sur.

Litología

Esta unidad está constituida por material piroclástico y volcánico, principalmente por brechas y aglomerados volcánicos y en menor medida por ignimbritas, tobas andesíticas, andesitas y basaltos.

En los alrededores del cerro Feo, las brechas volcánicas, de color gris claro a pardo, presentan lava como material cementante. Algunas brechas contienen clastos líticos de andesita con una matriz vítrea.

Al norte de la estancia San Bernardo se puede observar que estas brechas tienen incorporados clastos esféricos y redondeados de volcanitas que están presentes en las sedimentitas continentales de la Formación Paso Flores. Sobre ellas se observan tobas blanquecinas compuestas por cristaloclastos de cuarzo y feldespato, con una matriz de vidrio pardo amarillento y delgados mantos de andesitas de color gris oscuro.

Los afloramientos ubicados al sur del cañadón Corral de Piedra son poco potentes, están casi horizontales, constituidos por brechas y tobas andesíticas

compuestas por material feldespático muy caolinizado, plagioclasa, biotita y escaso cuarzo (Galli, 1969).

El volcanismo fragmentario fue interpretado como producto de distensión cortical debido a los movimientos generados por la falla Río Limay (Ramos, 1978), que controló la distribución del volcanismo y a su vez podría corresponder a episodios iniciales de la formación de la cuenca Neuquina (Gulisano y Pando, 1981).

Galli (1969) midió 500 m de espesor en el perfil tipo de esta unidad, en la localidad de Sañicó, a unos 30 km al este de esta Hoja.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad se dispone en discordancia sobre las formaciones Mamil Choique y Lipetrén, así como también sobre sedimentitas de la Formación Paso Flores.

La suprayacen, en discordancia, las formaciones Piedra Pintada, Collón Curá y Huitrera.

Edad y correlaciones

Galli (1954, 1969) diferenció y separó esta unidad de las volcanitas del Choiyolitense, a pesar de su semejanza composicional, y le asignó una edad liásica.

Stipanovic *et al.*, (1968) le adjudicaron una edad eoliásica, en un estudio realizado sobre el río Limay, entre Piedra del Águila y Piedra Pintada.

En este trabajo, sobre la base de la relación estratigráfica con las formaciones Paso Flores y Piedra Pintada, y de los antecedentes anteriormente mencionados, se le asigna una edad triásica superior-jurásica inferior.

2.3.3. JURÁSICO

2.3.3.1. Jurásico inferior

Formación Montes de Oca (7)

Andesitas, dacitas, areniscas, areniscas conglomerádicas y pelitas.

Antecedentes

La Formación Montes de Oca fue distinguida por González Díaz (1974) y establecida formalmente por él mismo (González Díaz, 1978). En este último trabajo este autor interpretó presencia de

vulcanitas del Terciario inferior (ex «Serie Andesítica»), en la zona situada al norte del lago Espejo Chico, sobre la base de descripciones litológicas realizadas previamente por Polo (1967) y Gracia (1958).

Esta unidad comprende, o es equivalente, al Grupo Huemul (González Bonorino, 1974). También incluiría la llamada «Millaqueoserie» establecida por Ljungner (1930-1932), quién diferenció en el oeste del brazo del Viento (Puerto Blest) «una vieja formación sedimentaria», que cuando no ha sufrido efectos de metamorfismo de contacto se halla integrada por «esquistos arcillosos y areniscas»; los primeros de color negro y los segundos grises.

Esta primaria opinión se contradice con la interpretación de González Bonorino (1979), quién al describir su Grupo Huemul mencionó que Ljungner (1930-1932) halló, en el brazo Huemul, asomos de la «Serie Porfírica» o «Porfírica», sosteniendo en párrafos posteriores que un conjunto eruptivo está por debajo del sedimentario. Estas menciones se volverán a analizar en el apartado referido a la edad de la formación.

Distribución areal

Es considerada como localidad tipo de la unidad el área del cordón Montes de Oca, que se extiende al este del lago Correntoso, particularmente la ladera occidental. Su desarrollo en la Hoja comprende dos extensas zonas dispuestas marginalmente a un eje representado por la cuenca del lago Nahuel Huapi.

La oriental constituye inicialmente una delgada y continua faja norte-sur adyacente a dicho lago y al Correntoso y tiene su origen en las vecindades de la desembocadura del arroyo La Estacada. A partir de la latitud del cerro Coligüe, sus afloramientos se expanden lateralmente, abarcando entonces prácticamente el área cordillerana comprendida entre el lago Traful, el Espejo y el límite internacional. Por el norte se proyecta hasta la zona del lago Villarino y de los cerros Crespo y Peñascoso.

La faja occidental se extiende entre el lago Ángel Gallardo y la laguna Aruncohué, constituyendo un núcleo más reducido y de forma ahusada, que superaría el límite con Chile a la altura de la laguna Caucao.

Litología

La Formación Montes de Oca está integrada por rocas volcánicas y sedimentitas clásticas.

González Díaz (1978) separó dos facies, de límites y relaciones indefinidas, una inferior y otra superior. La primera equivale a la facies volcánica, en tanto que la superior incluye el ambiente clástico sedimentario. Actualmente esta subdivisión mantiene su validez, aunque se considera probable la existencia de un sector intermedio (o de pasaje), donde se intercalaron rocas de ambas facies; esta conclusión necesita del concurso de perfiles y/o exposiciones adecuadas, que al presente, a pesar de los exámenes de campo, no han sido individualizados, ya que la densa vegetación, sumada al abrupto relieve de la región y sus duras condiciones climáticas, han constituido un obstáculo infranqueable para ese objetivo.

Se adelanta en estos párrafos, para una mejor comprensión, que la Serie de Millaqueo de Ljungner (1930-1932), correspondería al sector superior de la Formación Montes de Oca y que el conjunto de esta última es considerada equivalente al Grupo Huemul (González Bonorino, 1974), con una asimilación del sector inferior a la Formación Huemul y del sector superior a la Formación Millaqueo, nombre que este autor estableció para denominar formalmente a la «Millaqueoserie» de Ljungner (1930-1932).

González Díaz (1974) diferenció en ella un sector inferior, esencialmente compuesto por rocas volcánicas mesosilícicas, asociadas a tobas e hipabisales de igual composición (andesítico-dacítica) y un sector superior, donde predominan sedimentitas clásticas (areniscas, areniscas conglomerádicas, pelitas y algunos bancos conglomerádicos), entre los que suelen disponerse, intercalados, mantos lávicos y piroclásticos, también mesosilícicos.

a) La sección inferior o facies volcánica abarca, proporcionalmente, una mayor superficie que la superior, como así también tiene un mayor espesor, cuyo máximo valor ha sido calculado en 600 m en el faldeo oeste del cordón Montes de Oca.

Un rasgo común en esta entidad lo representa la casi constante presencia de una mineralización de sulfuros, casi exclusivamente de piritita (se hallan a veces sulfuros de cobre), irregularmente diseminada y que carece de valor económico. Sus mayores concentraciones se encuentran en las vecindades de los contactos con los granitoides cretácicos, origen de tal mineralización.

En la sección inferior se pudieron distinguir hasta tres tipos litológicos: rocas volcánicas, piroclásticas e hipabisales. A una conclusión similar llegó González Bonorino (1974), al reconocer tres facies

texturales: pórfirica, de tonos oscuros; hipabisal o granular de tonos claros y otra intermedia entre ambas; también diferenció facies tobáceas. En la zona del cerro Rincón ese autor estableció una secuencia de dichas facies, y consideró que «las andesitas oscuras son posteriores a las claras» y «las no porfíricas a las porfíricas».

Buenas exposiciones del carácter porfírico de esta sección se observan en la parte inferior y media del cordón Montes de Oca y en la falda oeste del cerro El Rincón, en el lateral oeste del valle del arroyo Poitavoco y en el límite con Chile, en el cerro Ramos Mexía. Este tipo litológico predomina además en el área de El Portezuelo (desvío al lago Trafal a partir de la ruta nacional 234) y en el cerro Mona, excluyendo aislados asomos de sus cumbres.

Facies piroclásticas (brechosas) muy compactas, hasta aglomerádicas, muy macizas, se han podido identificar en el área del lago Espejo, en el faldeo norte del cerro Tres Hermanas y en el tramo de la ruta internacional al portezuelo de Puyehue, donde se disponen paralelas al eje de la laguna Totoral.

Generalizando, los componentes piroclásticos son tobas silicificadas de variada coloración dentro del gris verdoso oscuro. Hay cristaloclastos y litoclastos en una matriz fina (60%), silíceas, con abundante clorita. Los cristaloclastos son de feldespato plagioclásico y potásico, a los que se suele sumar el cuarzo. Los litoclastos son de composición y características variadas: agregados silíceos, andesitas porfíricas, agregados micrográficos y dacitas porfíricas.

Buenos ejemplos de pequeños cuerpos hipabisales se individualizaron en el flanco este del cerro La Mona, en la zona del cerro Rincón, en el lago Espejo Chico, en la zona del cerro Tres Hermanas y en el este del cerro Pantojo.

La facies hipabisal es en general mesosilíceas, variando a grandes rasgos entre andesítica y dacítica; se hallan facies traquiandesíticas en el cerro La Mona.

El color dominante entre las volcanitas es un gris verdoso oscuro, a veces hasta gris negruzco; como rasgos sobresalientes se señala su gran dureza y denso diaclasamiento. Esto último facilita su identificación en las áreas de cumbres, con respecto a los granitoides de la Formación Los Machis, cuyo diaclasamiento es más espaciado. La fuerte oxidación de los sulfuros (manchones ocre), también contribuye en ocasiones a dicha distinción. Otro

detalle significativo en estas rocas es una propilitización bastante generalizada.

La mineralogía consiste en plagioclasa de composición ácida a media (albita-oligoclasa-andesina ácida), a veces con procesos de albitización, con maclas de albita y albita-Carlsbad y alteración a material arcilloso, sericita, clorita y epidoto. Aparece además cuarzo anhedral con bordes de reacción con la pasta, hornblenda verde reemplazada por biotita, clorita y minerales opacos. La biotita también suele ser primaria (González Bonorino, 1974). Pietrelli (1980) indicó la existencia de biotita en pórfidos traquiandesíticos propilitizados. La pasta normalmente se halla formada por microlitas de plagioclasa (albita-oligoclasa), cuarzo corroído y de extinción normal y cuarzo policristalino, derivado de la silicificación. También aparecen, en las facies dacíticas, tablillas de feldespato alcalino. Se observan biotitas secundarias en finas hojuelas (ya sea diseminadas o agrupadas), hornblenda en pequeños prismas y agregados cloríticos. Como accesorios contienen minerales opacos, apatita y circón.

Dado el posible carácter secundario del cuarzo de la pasta, es muy probable que las rocas dacíticas analizadas correspondan en realidad a volcanitas andesíticas. Es común la presencia, en las rocas de esta sección, de minerales de origen secundario, como biotita y feldespato potásico, lo que señalaría probables efectos de alteración hidrotermal.

Pietrelli (1980) señaló que los límites entre los distintos tipos litológicos son transicionales y a veces difusos. No incluyó en esta consideración los cuerpos hipabisales.

El carácter macizo de estas rocas, el monótono colorido gris verde oscuro a gris negruzco y la imposibilidad de establecer los límites entre las unidades volcánicas que integran el sector, han impedido la determinación de su actitud estructural.

b) El sector superior (Millaqueoserie) aparece concentrado en las cumbres del cerro Mona, al norte del lago Espejo Chico y en la alargada zona divisoria, a través de la que se puede alcanzar, por el norte, la abrupta pared sur del vecino cerro Crespo. Otros afloramientos se exponen en el cerro La Mona, el norte de la isla Cachal Huapi y en la inmediata costa occidental del lago Espejo (sector norte). Allí se han observado asomos de una facies sedimentaria constituida por arcilitas algo esquistosas, que podrían corresponder a esta unidad. A pesar de esta proposición, no se descarta que pertenezcan a la Formación Ventana. Otro lugar importante para

observar sus exposiciones se encuentra en la parte más alta del cordón Montes de Oca; allí aparecen conglomerados, areniscas y brechas volcánicas. Los rodados de los primeros corresponden a volcanitas similares (sino idénticas) a las que caracterizan el sector inferior. Es probable que haya otras exposiciones, pero el condicionamiento determinado por el ecosistema cordillerano norpatagónico no facilitó mejores observaciones.

Integran esta facies un conjunto de sedimentitas clásticas, asociadas a tufitas y piroclastitas. Estas últimas podrían señalar la transición o pasaje desde el sector inferior volcánico hacia el superior, predominantemente clástico; Pietrelli (1980), en la zona situada al norte del lago Espejo Chico, expresó que la secuencia de esta sección superior remata con areniscas conglomerádicas, tufitas y metacuarcitas. Sus colores varían entre blanquecino, gris verdoso oscuro y violáceo.

Las areniscas y metacuarcitas, de colores blanquecino-amarillentos, a veces enmascarados por una pátina ocre de óxido de hierro, están compuestas casi exclusivamente por cuarzo (hay policristalino), con contactos suturados, escasas hojuelas de muscovita y cloritas verdes. La roca ha sido totalmente recristalizada y no es posible diferenciar la textura primitiva. Asociadas, aparecen tufitas gris verdosas, macizas, que se intercalan con otras de color negro a gris oscuro, formando delgados bancos, con laminación paralela.

Pietrelli (1980) observó tufitas con matriz tobáceo-carbonosa, con el material vegetal totalmente carbonizado. También hay tufitas de color negro, con laminación paralela, granodecrecientes, con espesores de 0,50 m de promedio, que se interestratifican con capas de tobas finas macizas, verdosas y porfiritas de color grisáceo. Las componen escasos cristaloclastos angulosos de cuarzo mono y policristalino, con bordes corroídos y escasos individuos tabulares de plagioclasa, completamente alterados a carbonatos y material arcilloso. La matriz es de color negro, compuesta por abundante matriz vegetal carbonizada y vítrea, parcialmente devitrificada (se observan «fantasmas» de trizas). Diques porfíricos de coloración verde oscuro, de incierta ubicación temporal, se emplazan en este ambiente.

González Díaz (1978) señaló, en la parte superior del cordón Montes de Oca, la presencia de limolitas oscuras, macizas, ortocuarcitas, a veces conglomerádicas, de variada granometría, fuertemente diagenizadas, junto con interposiciones de

piroclastitas (y/o tufitas) y lavas felsíticas, además de ocasionales bancos conglomerádicos. En estos últimos parecen identificarse en sus clastos, las rocas volcánicas del sector inferior. Esto permite suponer la depositación casi simultánea (o la continuidad) de esta facies clástica con el episodio basal volcánico, que muestra aquí su mayor desarrollo e importancia y que constituiría la base del complejo volcánico-clástico que integra la Formación Montes de Oca. No se observan rodados de rocas plutónicas o metamórficas. Los colores son muy variados, negro en las pelitas y blanquecinos, grises y liláceos en las psamitas y rocas piroclásticas.

Además de aquel rasgo común, reconocido en ambos sectores y expresado por una diseminación antieconómica de pirita (pocas veces se observan venillas u «ojos»), es frecuente la presencia de venas de cuarzo lechoso, que sobresalen en la superficie de los afloramientos como resultado del fenómeno de meteorización diferencial. González Bonorino (1974) caracterizó a la Formación Millaqueo (parte superior del Grupo Huemul) en la zona de la península Huemul, como integrada por wackes hornfelsicos, con buena estratificación, gris verdosas oscuras, compactos, constituidos por granos de cuarzo, en una masa de cuarzo y biotita recristalizada. González Bonorino y González Bonorino (1978) señalaron en su mapa del mismo lugar, una «zona de esquistos submetamórficos». Aparecen psamitas y pelitas alternantes, con las lutitas «algo hornfelsicas»; predominan cuarcitas, areniscas feldespáticas micáceas y grauvacas cuarzosas (con clastos angulosos de cuarzo, albita y mica, unidos por una matriz cuarzo-micácea). Se intercalan tobas cristalinas (fenoclastos de plagioclasa alterada, cuarzo y fragmentos líticos) y lavas dacíticas, con plagioclasa (albita-oligoclasa), cuarzo y biotita, en una pasta gruesa o intermedia. En ambas facies hay hornfels. Respecto a éstos, su presencia es común en todo el conjunto de la Formación Montes de Oca. Este aspecto se hace más evidente en las cercanías de los plutones mesozoicos. En algunos casos (sector inferior), se reconocen relictos de la estructura porfírica primaria; este hecho facilita su interpretación como modificación de una vulcanita previa. Estos rasgos, sumados a la diseminación de pirita, constituyen un argumento importante para la diferenciación de esta formación con respecto de algunas facies macroscópicamente muy similares o semejantes, que se observan en las vulcanitas eocenas de la Formación Ventana (González Bonorino, 1973). Pietrelli (1980) aceptó

un espesor que no excede los 200 m para la sección superior.

Disposición estructural: Ya se adelantó en párrafos previos que son varias las dificultades que impidieron determinar la actitud estructural de las volcanitas de la sección inferior; la falta de identificación de estructuras primarias, su fuerte diagénesis (aspecto macizo) y su marcado diaclasamiento, sólo han permitido inferir una supuesta horizontalidad. En cambio, las rocas de la sección superior tienen un rumbo general norte-sur, con inclinaciones siempre superiores a 45° hasta verticales, predominantemente hacia el oeste. Ljungner (1930-1932) determinó en su «Millaqueoserie» un fuerte plegamiento cuyos ejes en general tienen orientaciones noroeste-sureste.

La no bien establecida relación entre la sección inferior (supuestamente horizontal) y la superior (rumbo norte-sur e inclinaciones al cuadrante oeste), ha hecho que González Díaz (1978) sugiriera la posibilidad de una discordancia entre ambas, alentada ante los escasos elementos de juicio estructurales hasta ahora aportados. En forma similar se expidió Pietrelli (1980), aunque manifestó que el rumbo general de la secuencia volcánica inferior es norte-sur hasta NNE-SSO.

Se mantiene aún la incertidumbre acerca de si ambas corresponden a una única formación o si en realidad representan dos entidades diferenciables. Si bien la pretendida disposición estructural de la parte inferior respecto de la superior es poco conciliable con el criterio de integrarlas en una sola unidad geológica, González Díaz (1978) prefirió mantener una actitud expectante, sin tomar partido alguno.

También González Bonorino (1974) dejó sentado sus dudas acerca de las relaciones entre la parte inferior y la superior (Formación Huemul y Formación Millaqueo) de su Grupo Huemul; aclaró que son términos «provisorios y pendientes de un análisis estratigráfico detallado» y que no están bien establecidos. Sin embargo, la presencia de intercalaciones de «porfiritas» entre la facies sedimentaria (Formación Millaqueo), justificaría su propuesta.

Relaciones estratigráficas

La base de la entidad no fue observada en todo el ámbito de la Hoja; solamente ha sido posible comprobar su situación como principal unidad albergante

de los granitoides mesozoicos de la Formación Los Machis y su disposición infrayacente, mediando una importante discordancia erosiva y estructural, con respecto a las volcanitas del ciclo efusivo del Paleógeno. Similar relación se comprobó con las lavas y piroclastitas cenozoicas de la Formación Paso Mirador (Plioceno) y de los piroclastos más jóvenes de la Formación Río Pireco (Holoceno). Asimismo, la intruyen plutonitas terciarias de la Formación Coluco, una buena relación de este tipo se observa en la ruta internacional al portezuelo de Puyehue, al pie del faldeo sur del cerro Tres Hermanas y a unos 3,5 km al oeste del río Pireco. Se observan numerosos xenolitos de la sección inferior de la Formación Montes de Oca, con piritita, englobados por una granodiorita de grano fino, blanquecina, estéril, portadora de escasos máficos, cuya edad K/Ar es de 14+ 1 Ma (González Díaz y Valvano, 1978) aunque otro valor Rb/Sr (González Díaz, 1982 a y b) para una muestra extraída del mismo cuerpo dio 43 + 3 Ma.

Para Ljungner (1930-1932), en la zona del brazo del Viento (al sur, fuera de la Hoja), sobre las areniscas de grano fino de su Serie de Millaqueo, que representan su parte superior, existe «una arenisca de carácter muy diferente» a la que describió como arenisca de Llancamil («Llancamil Formation»; páginas 210 y 214). La caracterizó como una arenisca gruesa no estratificada de tipo arcósico, en parte conglomerádica. Está exclusivamente formada por clastos de rocas de la granodiorita y de una roca hornblendífera, ofítica. Entre los conglomerados se inyectó «una lava liparítica» de textura en parte vítrea y en parte criptocristalina; esta lava la relacionó con la intrusión de «Tristezagranitserie». Su observación la realizó en el llamado «arroyo sin pava» por la expedición, en un material de bloques caídos (alud); lo abrupto de esa pared sobre el lago y la densa vegetación impidió establecer sus relaciones con la «Millaqueoserie». Esta unidad no sólo no fue identificada en el área de la Hoja, sino que González Bonorino (1974) sólo reconoció en el brazo del Viento a la Formación Millaqueo.

Edad y correlaciones

No se han encontrado restos fósiles en la entidad; en delgados bancos tufíticos se halló materia orgánica, que según Pietrelli (1980) constituye parte de la matriz de esas rocas, sin embargo, el hecho de hallarse carbonizada la hace inadecuada para un análisis palinológico.

Si bien en la zona de la Hoja no ha sido resuelta su ubicación cronológica, se pueden establecer algunos datos temporales a nivel regional, o apoyarse en observaciones de otros colegas que investigaron en áreas vecinas ciertas unidades que fueron consideradas por González Díaz (1978) como equivalentes, o bien basarse en argumentos indirectos, tales como las dataciones isotópicas.

Está probado que la unidad es anterior a las plutonitas graníticas mesozoicas (relaciones de intrusividad, generación de fenómenos metamórficos de contacto, disseminación y génesis de la piritita). Otro aspecto concreto es que la Formación Montes de Oca es previa al complejo volcánico del Paleógeno o Formación Ventana (=Formación Auca Pan de Turner, 1965a). Una evidencia de ello es su situación infrayacente, mediando una discordancia de erosión, que se puede observar en la margen oeste del lago Correntoso (cerros Chivo y Canario). Sin embargo, ello no soluciona el problema de su ubicación en la escala cronoestratigráfica.

Varios datos radimétricos K/Ar del complejo volcánico-clástico del Grupo Huemul (ver Tabla VII, González Díaz, 1982a; Tabla 6, González Díaz, 1982b), apuntan a sostener, para la facies volcánica (sector inferior), una edad jurásica media. Sus valores son 120 ± 5 , 125 ± 5 , 140 ± 10 , 146 ± 15 y 155 ± 10 Ma. Se debe considerar que algunos valores podrían haber sido afectados por la intrusión granítica mesozoica posterior.

Para poder tratar el tema de la Formación Montes de Oca en toda su extensión, se debe aceptar que tanto la sección inferior como la superior son parte integrante de dicha Formación. Establecida esta premisa, se analizarán los antecedentes que se refieren al problema, aún cuando se extiendan a regiones no insertas en el área de la Hoja.

Ljungner (1930-1932) atribuyó edad liásica a su «Millaqueoserie» (sección superior, en este estudio). La asignación al supratriásico de las volcanitas halladas en las facies conglomerádicas de «Millaqueoserie» se alcanzó a través de una compleja especulación por parte de Ljungner (1931-1932), la que resulta determinante para proponer una edad liásica para la «Millaqueoserie».

En apoyo de la adjudicación al Liásico de la «Millaqueoformation», mencionó que en su carácter general se asemeja mayormente a las formaciones que aparecen más al norte, desde el Triásico superior hasta el Jurásico medio. Agregó que sólo el Lias o el Dogger del sur de Mendoza pueden asimilarse a esta formación, basándose también en

observaciones de Backlund (1913) en la cordillera del Viento y en otros datos de la región chilena de Bio-Bio. Destacó la marcada diferencia en el rumbo de los plegamientos suprajurásicos y cretácicos: «las cadenas suprajurásicas de los Andes tienen un rumbo N-S en Chile y Neuquén», en tanto que los cretácicos, sólo observables en el borde oriental y fuera de la Cordillera, «forman arcos con el lado cóncavo dirigido al SE, es decir que su rumbo es principalmente NE». Finalizó concluyendo que hay una mejor adaptación al plegamiento suprajurásico por parte de los pliegues de «Millaqueoformation», por su rumbo NO y su situación occidental dentro de la Cordillera. Trató asimismo, de establecer la contemporaneidad de esta entidad con los «asomos gneísicos tan frecuentes en el Mascardi y el Gutiérrez». Si bien expresó «que ello no ha sido determinado aún», indicó que ha observado casos donde la «Millaqueoformation» «ha sido transformada en gneis por metamorfismo de contacto» a consecuencia de la intrusión «del magma granodiorítico».

Según Ljungner (1930-1932) «Formas similares al gneiss», generalmente esquistos micáceos, que fueron reconocidos al oeste de los lagos Mascardi y Gutiérrez «son incorporados sin dudas a la «Millaqueoformation»; aclaró que éstos no deben ser confundidos con los gneisses aflorantes más al este, que pertenecen «a la más antigua masa patagónica». También manifestó su interés por comprobar si «los esquistos micáceos de Nirihuau» del perfil de Feruglio (1941), pueden ser incorporados a la «Millaqueoformation». Hoy se considera que estas metamorfitas corresponden a la Formación Colohuincul (Turner, 1973).

Feruglio (1941), en la zona de San Carlos de Bariloche, al referirse a la «Serie de Millaqueo» de Ljungner (1931-1932) (del brazo del Viento y entrada del brazo de la Tristeza), compuesta por «esquistos arcillosos oscuros, areniscas y conglomerados alternantes entre sí», la interpretó como más joven que el «complejo esquistoso de Esquel». También sostuvo que Ljungner (1930-1932) indicó la presencia de la «Serie Porfirítica» en la península Huemul y a lo largo de la costa NE del lago Nahuel Huapi, hecho que se contradice con lo expresado por Ljungner (1930-1932, pág. 211). Por último, llegó a la conclusión que la Formación Millaqueo y la «Serie Porfirítica» conexas corresponden al Paleozoico superior, sin aportar datos precisos.

Quién más se ha ocupado de este conjunto volcánico-sedimentario ha sido, sin dudas, González

Bonorino. En 1944 adhirió a la asignación temporal de Feruglio (1941); con posterioridad (Petersen y González Bonorino, 1947) se inclinaron por una edad liásica. Estos autores, en una evaluación y correlación de datos paleontológicos y litológicos, encontraron un valioso sustento para sus opiniones en el hallazgo de una flórmula liásica por parte de Cazaubón (1947) en el cordón de Esquel. Estas sedimentitas, con claras evidencias de termometamorfismo, son consideradas por ellos como similares a las observadas en la región de Epuayén-Cholila (cortes del ferrocarril al este de los cuarteles de Esquel) y las areniscas grauváquicas del sector sur de la laguna de los Patos.

En este trabajo, en función de las referencias antes mencionadas, se acepta para esta unidad una edad jurásica inferior.

Formación Nestares (8)

Conglomerados, areniscas conglomerádicas, areniscas y pelitas.

Antecedentes

El 3 de octubre de 1979, en una comunicación verbal en la Asociación Paleontológica, González Díaz definió la Formación Nestares como una unidad sedimentaria continental de edad jurásica. Anteriormente, estas rocas fueron estudiadas por Lapido (1974) como una unidad triásica.

Nulló (1979), en la Hoja Paso Flores, describió en forma somera esta unidad con el nombre de Sedimentitas Liásicas, al igual que Fauqué (1980), quién realizó una descripción litológica de la formación en ambas márgenes del río Limay, en el área del dique Alicurá.

Arrondo y Petriella (1980) y Arrondo *et al.* (1991) clasificaron la flora fósil y más tarde Spalletti *et al.* (1992) realizaron un trabajo más detallado de la composición, procedencia y marco tectónico de esta unidad. En los últimos años, Zavattieri y Volkheimer (2003) efectuaron un estudio palinoestratigráfico y paleoambiental.

La Formación Nestares fue redefinida con el nombre Formación Las Coloradas por Quartino *et al.* (1981) quienes no consideraron los antecedentes del trabajo de Arrondo y Petriella (1980), que fue el primero en el que se mencionó la denominación creada por González Díaz. Sin embargo, por razones de prioridad corresponde usar el nombre Formación Nestares para esta unidad.

Distribución areal

Los afloramientos de la Formación Nestares se localizan en el dique Alicurá (figura 6), en ambas márgenes del embalse y valle del río Limay.

Litología

La formación está constituida por rocas sedimentarias de origen continental. La integran conglomerados, areniscas conglomerádicas, areniscas y pelitas, de color pardo amarillento y gris claro a blanquecino (figuras 7 y 28). Posee un alto contenido fosilífero.

Esta secuencia sedimentaria tiene una leve tendencia estratodecreciente, y en ella alternan bancos duros de areniscas, areniscas conglomerádicas, escasas intercalaciones de conglomerados y de pelitas y mantos carbonosos. La potencia máxima alcanza unos 240 m según Spalletti *et al.* (1992) y en la garganta de Alicurá se midieron alrededor de 100 metros.

Los estratos son granodecrecientes, tabulares en su mayoría y continuos lateralmente, aunque algunos se acuñan.

Las areniscas de grano mediano a grueso y las areniscas conglomerádicas son las que predominan en todo el perfil. Se caracterizan por un alto contenido de feldespatos alcalinos y cuarzo, también de micas (moscovita y biotita). La mayoría de los bancos son duros y presentan una importante estratificación, horizontal y entrecruzada, con rumbo sureste-noroeste, con inclinación de 11° SO; los espesores son muy variables, entre 0,10 a 8 metros.

Los conglomerados están constituidos por clastos de rocas del basamento cristalino y de cuarzo, están redondeados y esféricos, y sus diámetros alcanzan 4 centímetros. La matriz es arenosa, de grano medio a grueso, de una composición similar que las areniscas antes decriptas.

Las pelitas, de color gris oscuro a verdoso, alcanzan 4 m de potencia, contienen material carbonoso y restos fosilíferos vegetales.

Arrondo *et al.* (1991) sugirieron que la depositación se produjo en un sistema fluvial próximo al nivel de base, constituido por canales de alta sinuosidad, barras de punta, lóbulos de desbordamiento y planicies de inundación.

La composición de las areniscas corresponde a rocas ácidas granitoides que se encontraban cercanas al ambiente de acumulación, en una zona inestable desde el punto de vista tectónico (Spalletti *et al.*, 1992).

Paleontología

Arrondo y Petriella (1980) fueron los primeros en analizar el material paleoflorístico de la Formación Nestares, clasificaron: *Neocalamites carrerei*, *Marattia minsteri*, *Gleichenites* cf. *sanmartini*, *Goepfertella* cf. *memoria-watanabei*, *Otozamites albosaxatilis*, *O. ameghinoi*, *O. bechei*, *O. hislopi*, *Ptilophyllum acutifolium*, *Araucarites* sp. y *Elatocladus conferta*.

Relaciones estratigráficas

Esta entidad se apoya con una leve discordancia sobre las sedimentitas de la Formación Paso Flores. La cubren, en discordancia angular, los depósitos de las formaciones Collón Curá, Caleufú, aluviales modernos y el Basalto Estancia Chacabuco.

Edad y correlaciones

La Formación Nestares contiene elementos paleoflorísticos comunes con los de la Formación Piedra del Águila.

Arrondo y Petriella (1980), de acuerdo con el estudio paleoflorístico, le dieron una edad liásica, como máximo neosinemuriana-pliersbachiana inferior.

Arrondo *et al.* (1991) y Zavattieri y Volkheimer (2003) le asignaron una edad liásica, que se acepta en este trabajo.

Formación Piedra Pintada (9)

Conglomerados, areniscas conglomerádicas y areniscas.

Antecedentes

La denominación Formación Piedra Pintada fue propuesta por Stipanovic (1969) para describir un conjunto de sedimentitas de ambiente marino-continental, que albergan una fauna de pecelípodos descritos por Leanza (1942), cuya localidad tipo se sitúa en el cañadón Piedra Pintada, al noreste, fuera del ámbito de la Hoja.

Esta unidad, en el área abarcada en este trabajo, fue mapeada por Galli (1969) como sedimentos marinos del Liásico y descrita en el texto como Cuyano inferior. Posteriormente, también fue estudiada por Giacosa (1982).

Los abundantes bivalvos presentes en esta unidad fueron estudiados por Burckhardt (1902), Jaworski (1914, 1916, 1925), Weaver (1931), Leanza (1940a, 1940b, 1942) y Damborenea (1987a, 1987b).

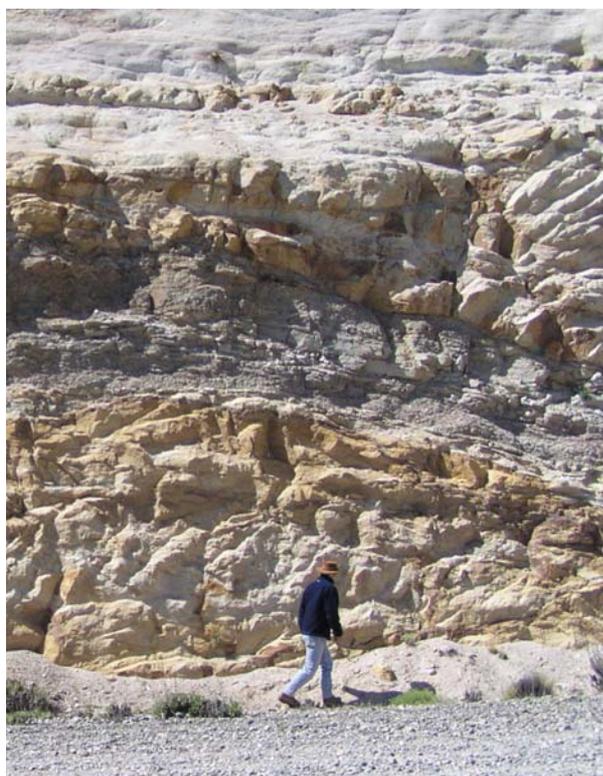


Figura 6. La Formación Nestares frente al dique Alicurá, sobre la ex ruta nacional 40.



Figura 7. Detalle de los estratos de areniscas de la Formación Nestares en los afloramientos situados en la margen oriental del embalse del dique Alicurá.

Distribución areal

Las pocas exposiciones de la Formación Piedra Pintada se localizan en el extremo nororiental de la Hoja, al este del cerro Feo y en las inmediaciones de la estancia San Bernardo.

Litología

En la Hoja sólo está representada una mínima parte de esta unidad, que tiene sus mejores exposiciones al norte y noreste. Para un panorama amplio sobre estos depósitos véanse los trabajos de Stipanovic (1969), Gulisano y Pando (1981), Damborenea y Manceñido (1993), Cucchi (1998) y Cucchi *et al.* (2006).

En nuestra comarca, esta unidad está constituida por una secuencia sedimentaria de areniscas, areniscas conglomerádicas y conglomerados, con tonalidades rojizas y blanquecinas, con rumbo N 25° E e inclinación 5° SE. Presentan material fosilífero marino.

Las areniscas son de grano mediano a grueso, muy consolidadas, con una leve estratificación subhorizontal, con estratos granodecrecientes que no superan 3 m de espesor.

Los conglomerados están constituidos por clastos redondeados de hasta 25 cm de diámetro y una matriz arenosa muy compacta de grano medio.

Los conglomerados y areniscas en el cerro Casa de Piedra alcanzan 40 m de espesor. Hacia el este, fuera de la comarca, la potencia máxima es de 500 m (Galli, 1969).

Relaciones estratigráficas

Fuera de la Hoja, esta unidad se dispone discordantemente sobre las volcanitas de la Formación Choiyoi.

Al este del cerro Feo, los estratos se apoyan sobre la Formación Sañicó y están cubiertos por la Formación Huitrera.

Edad y correlaciones

Los asomos en el ámbito de esta Hoja se correlacionan con la sección inferior de Leanza (1942), quien diferenció tres secciones para esta unidad en el cañadón Piedra Pintada.

Gulisano y Pando (1981) consideraron a la parte basal como Formación Los Molles y a la superior como Formación Lajas. Las facies de areniscas y

pelitas moradas y grises han sido llamadas informalmente por Digregorio y Uliana (1980: 999) como «Lías Rojo de Carrín Curá». Las formaciones Piedra Pintada, Chachil y Sierra Chacaicó constituyen unidades sincrónicas depositadas mayormente durante el Pliensbachiano (véase Leanza y Hugo, 1997). Se entiende que la discordancia Rioatuélica, situada en la base de esta unidad, tuvo lugar en el límite Triásico-Jurásico (205 Ma).

Frenguelli (1937, 1948) asignó esta unidad al Lotaringiano, en tanto que Leanza (1942) y Groeber *et al.* (1953) la adjudicaron al neosinemuriano, considerando que eventualmente podría extenderse hasta el Liásico medio (Pliensbachiano). Stipanovic (1969) consignó que la Formación Piedra Pintada es esencialmente neosinemuriana, es decir, lotaringiana. Lambert y Galli (1951), Galli (1954; 1969), Groeber *et al.* (1953) y Parker (1973) la incluyeron en el Cuyano inferior y le otorgaron una edad liásica. Todas estas edades fueron obtenidas a partir de estudios paleontológicos.

Damborenea (en Riccardi *et al.*, 1990: 79) estableció las zonas de bivalvos de *Otapiria neuquensis* y *Radulonectites sosneadensis* que indican una edad pliensbachiana inferior y superior, respectivamente.

En este trabajo, en función de las referencias antes mencionadas, se acepta para esta unidad una edad liásica.

2.3.4. JURÁSICO - CRETÁCICO

Formación Los Machis (10)

Granodioritas, dioritas, granitos y tonalitas.

Antecedentes

González Díaz (1979) creó esta denominación para los granitoides que afloran entre los lagos Nahuel Huapi y Traful, en las cumbres de las principales elevaciones. Predominan las granodioritas hornblendíferas, con facies tonalíticas y ocasionalmente graníticas.

Se habían ocupado con anterioridad de los plutones graníticos de la Cordillera Nordpatagónica, Feruglio (1941), Groeber (1942), González Bonorino (1944), Petersen y González Bonorino (1947), Dessanti (1972) y Cazau (1972).

Como producto del programa de levantamientos geológicos regionales llevado adelante por el Servicio Geológico Nacional en las décadas del 70 y

80, González Díaz (1979, 1982a), González Díaz y Valvano (1978) y González Díaz y Nullo (1980) propusieron un esquema de la distribución y cronología de los granitoides de esa región; sin embargo, González Bonorino (1979) estableció una evolución algo diferente.

Hasta el momento, y sobre la base de dataciones radimétricas por los métodos U-Pb SHRIMP en circones y K-Ar, se ha podido diferenciar un ciclo magmático mesozoico (Jurásico-Cretácico principalmente), que será descripto y analizado aquí bajo la denominación del epígrafe, y otro más joven, del Cenozoico, denominado Formación Coluco, que tendría su principal expresión en el Mioceno (González Díaz, 1979). Debe tenerse presente que estudios de detalle futuros podrían ayudar a establecer que muchos de los afloramientos mapeados dentro de la Formación Los Machis puedan en realidad corresponder a unidades más antiguas (rocas ígneas del Complejo Colohuincul) o más modernas (Formación Coluco), y viceversa.

Distribución areal

La Formación Los Machis tiene su mayor y mejor exposición al este del lago Nahuel Huapi, y comprende una parte importante del sector occidental de la Hoja. También aparece sobre casi todo el

límite con Chile (figuras 8 y 9), al norte de la laguna Aruncohué, internándose los afloramientos en territorio chileno. Se halla también al norte, en el sector occidental del lago Lácar.

Todos estos afloramientos se caracterizaron por valores de susceptibilidad magnética elevados, de entre 50 y 5000×10^{-5} SI, con dos modas en 700 y 2500×10^{-5} SI. Este parámetro indica la presencia de magnetita como mineral accesorio en estos granitoides, y fue utilizado como herramienta adicional para distinguirlos de los granitoides no magnéticos del Complejo Colohuincul.

Desde el punto de vista regional, el desarrollo de los afloramientos de esta unidad entre las latitudes de 41° y 39° S mostraría una tendencia de orientación al NNO, internándose hacia el norte en Chile.

Litología

En la composición de esta unidad predominan las granodioritas, reconociéndose también dioritas y más ocasionalmente otras especies, como granitos y tonalitas. Así, en el cerro Peñascoso y en la margen derecha del arroyo Nivincó (en cercanías del portezuelo del cerro Crespo), fueron distinguidas tonalitas y granitos aplíticos, respectivamente (Pietrelli, 1980).



Figura 8. La Formación Los Machis en el cerro Chachín.



Figura 9. Aspecto general de la Formación Los Machis en el cerro Malo. En último plano, a la derecha, el volcán Lanín.

La roca granodiorítica dominante (hornbléndica-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), finamente intercrecido con ortosa pertítica, 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.

Es común encontrar, entre la roca huésped y esta granodiorita, y en una disposición marginal, una facies de grano muy fino, de color gris oscuro por un notable aumento de los minerales máficos, que parece constituir un «borde de enfriamiento». Mu-

chas veces, esta facies de borde ha sido desmembrada por la invasión de la granodiorita, dando lugar al desarrollo de xenolitos de bordes brechosos (en realidad autolitos, connatos), que remedan a agmatitas. La composición de esta facies es algo más básica, variando entre tonalítica y diorítica. En ella también se encuentra pirita. Buenos lugares para su observación se hallan en las vecindades del cerro Bayo, en las cabeceras del arroyo Cajón Negro, en el lado este del lago Correntoso (en las cercanías de la morena terminal), en la zona del cerro Constancia, en las cercanías del puesto del guardaparque del lago Espejo y en la zona situada al sur del puesto Miranda (quebrada de Rugico), entre otros.

Suelen verse granitos aplíticos de coloración rosada como masas tabulares alojadas en la facies granodiorítica, y otras veces en la Formación Montes de Oca. Tienen grano fino y están integrados por feldespatos y cuarzo, con escasos máficos; son portadores de pirita. Los componen ortosa subhedral, micropertítica, alterada a material arcilloso e intercrecida con cuarzo anhedral. La escasa plagioclasa presente es oligoclasa, fuertemente sericitizada. Los componentes félsicos representan el 95% de la roca. Se halla biotita castaño verdosa, corroída y parcialmente desferrizada y reemplazada en parte por una asociación de cuarzo, epidoto, clorita y opacos.

Unos diques básicos hornblendo-biotíticos (hasta andesíticos o lamprofíricos), de color verde oscuro, con mineralización de pirita y de grano muy fino, se ubican preferencialmente en las márgenes del plutón; serían posteriores a diques leucocráticos. Su emplazamiento en los granitoides ha dado lugar a excelentes ejemplos de fenómenos de erosión diferencial, por su menor resistencia a la meteorización y a la acción de los procesos exógenos; dan lugar a verdaderas «trincheras» en relación con el cuerpo albergante. Juegos de diaclasas N-S y N 20° E han controlado su emplazamiento.

En la margen sureste del lago Correntoso se observan dos generaciones de rocas filonianas ácidas, de grano fino, emplazadas en la granodiorita biotítica-hornblendífera. A veces tienen núcleos cuarzosos y más corrientemente de feldespato y cuarzo; son portadoras de sulfuros de hierro y cobre. Otras, de carácter más granítico, de facies fina y color gris verdoso, exhiben una fuerte epidotización; alcanzan 20 cm de ancho.

A este conjunto de rocas hipabisales se los relaciona con la fase póstuma de los granitoides mesozoicos, al tomar en cuenta la presencia de sulfuros en ellos. También afectan a la Formación Montes de Oca. Análisis radimétricos de diques de «pórfido traquiandesítico» y «aplítico» (González Díaz y Valvano, 1978, cuadro V, pág. 237), permiten relacionarlos con el plutonismo mesozoico, puesto que los valores K/Ar son de 86+5 y 113+5 Ma.

Asimismo, se observan diques de características aplíticas (graníticos) y otros del tipo lamprofírico, más oscuros, sin mineralización de pirita; estos son considerados como posteriores al ciclo magmático cretácico. Su concreta ubicación temporal y su relación con otros episodios eruptivos no ha sido determinada; en las cercanías del cerro Campana se encuentran buenos ejemplos de estos diques.

Venas de cuarzo lechoso, estéril, invaden la masa de los granitoides; algunas son del tipo criptocristalino.

Los efectos de la intrusión sobre la Formación Montes de Oca se traducen en el desarrollo de hornfels, a consecuencia de su influencia térmica y una modificación (recristalización) de los componentes litológicos (volcanitas y/o sedimentitas) de la Formación Montes de Oca (figura 10). Microscópicamente aún pueden reconocerse en las volcanitas hornfelizadas, relictos de su textura porfírica original, no obliterada por la acción térmica. El hornfels resultante es fundamentalmente un mosaico cristalino de cuarzo, hornblenda y/o biotita, epidoto y grá-

nulos de opacos. Si bien comúnmente los contactos intrusivos son bien definidos, hay casos donde la presencia de pequeños diques graníticos y/o cuarzosos enmascara esa situación.

La presencia común de sulfuros de hierro y de cobre, especialmente pirita y más raramente calcopirita, estaría genéticamente relacionada con el emplazamiento de las plutonitas cretácicas. Es habitual comprobar, en las márgenes de los cuerpos, un enriquecimiento en pirita, traducido en una diseminación de carácter antieconómico que se proyecta hacia la roca huésped, donde alcanza mayor distribución. Progresivamente, este efecto se reduce al alejarse de las zonas de contacto; se comprobó que los sectores centrales y superiores de los granitoides son comúnmente estériles. Se interpreta que esto permite definir aquellas áreas del plutón que fueron eliminadas hasta un nivel profundo de erosión, que muy probablemente fue alcanzado con anterioridad a la erupción del volcanismo eoterciario.

Los intrusivos del Mesozoico tardío y Cenozoico en general, varían en composición desde gabros a granitos, y en contraste con la mayoría de los intrusivos paleozoicos, son levemente metaaluminosos. Su emplazamiento se produjo en condiciones de baja presión, en niveles someros de la corteza superior (Castro et al., 2011). Sus contenidos de tierras raras son menores que el promedio de la corteza continental superior, y los isótopos indican una composición afín a un manto empobrecido. Esta es la signatura típica del magmatismo relacionado con subducción, con escasa contaminación cortical (Lucassen *et al.*, 2004).

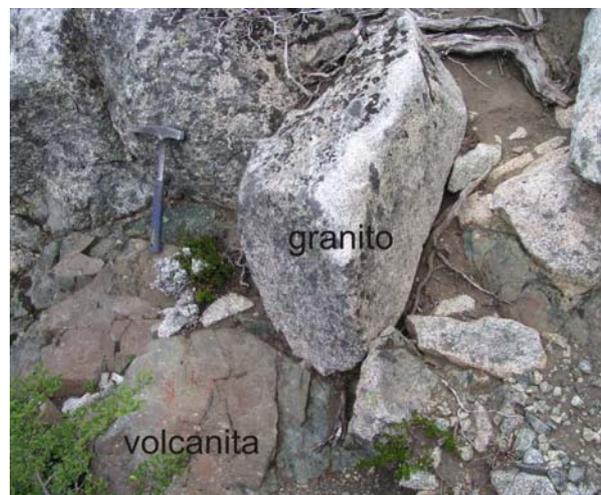


Figura 10. Xenolitos de volcanitas de la Formación Montes de Oca en el granito de la Formación Los Machis en el cerro Malo.

Relaciones estratigráficas

La Formación Los Machis está alojada en el conjunto volcánico-clástico de la Formación Montes de Oca, la que constituye para esta región cordillerana la roca huésped esencial. La misma relación de intrusividad fue observada entre estos granitoides y las unidades equivalentes a la Formación Montes de Oca en áreas vecinas, como las formaciones Cerro El Fuerte (Greco, 1975) y Piltriquitrón (Lizúain, 1980), el Grupo Huemul (Diez y Zubia, 1981) y el Complejo Volcano-Sedimentario Cordillerano (Giacosa *et al.*, 2005).

Colgajos del Complejo Colohuincuil en los granitos se observan en las nacientes del río Minero, al sur del lago Traful.

En cuanto a la relación con las volcanitas del Cenozoico (formaciones Ventana y/o Huitrera), es según una discordancia erosiva, como está expuesto claramente en la margen oeste del lago Espejo, en Villa Traful y en el lago Correntoso (González Díaz y Nullo, 1980). Además, las granodioritas aparecen intruidas por diques menores andesítico-dacíticos, atribuidos al volcanismo terciario.

En las vecindades del cerro Cacho se pudo establecer una relación tectónica con las formaciones Montes de Oca y Huitrera. Relaciones de este tipo son propuestas además entre bloques constituidos por esta formación en diversas áreas de la Hoja, alcanzando la zona sur de la laguna Campana (situada al este del cerro homónimo).

La Formación Los Machis con respecto al Complejo Colohuincuil se encuentra en contacto tectónico en el cerro Malo y mediante contacto intrusivo en la región del lago Lolog, en el noroeste de la Hoja.

Correlaciones y significado geológico

González Díaz (1982a) describió el plutonismo mesozoico como una faja continua que se extendía desde el lago Lácar hasta los 42°S, aunque con posterioridad se comprobaron edades cretácicas en los lagos Paimún y Huechulafquen (Párica, 1986, recalculado por Cingolani *et al.*, 1991), y en el paso de Icalma (Latorre *et al.*, 2001), lo cual extiende la faja mucho más hacia el norte. Esto implica que la Granodiorita Paso de Icalma (Latorre *et al.*, 2001) y otros granitoides mapeados por Cucchi *et al.* (2006) dentro de la Formación Huechulafquen en la Hoja Junín de los Andes, serían equivalentes a la Formación Los Machis.

Otros granitoides de edad cretácica, datados entre 74 y 135 Ma por los métodos K-Ar y Ar-Ar, fueron denominados Granitoides Paimún en el lado chileno de la cordillera (Lara y Moreno, 2004). Las Tonalitas Pirehueico-Neltume incluyen, por otra parte, plutones datados entre 170 y 180 Ma por los mismos métodos (Lara y Moreno, 2004).

Los intrusivos mesozoicos y terciarios representan la adición juvenil de material mantélico a la corteza continental, y son típicos representantes de magmatismo de un arco volcánico activo en el margen occidental de América del Sur (Lucassen *et al.*, 2004).

En la Hoja San Carlos de Bariloche, Giacosa *et al.* (2005) mapearon los granitos cretácicos del sector occidental como Batolito Patagónico Cordillerano, y reconocieron como una unidad diferente al Batolito Patagónico Subcordillerano, denominación de Gordon y Ort (1993), con edades del Jurásico y situado en una faja al este de la anterior.

Edad

La relación de intrusividad en la Formación Montes de Oca y sus equivalentes en regiones adyacentes, implica una edad post-liásica para estos granitoides, propuesta por Ljungner (1931).

Sin embargo, otros autores destacaron la relación discordante de unidades pérmico-triásicas sobre los granitos, que fueron por consiguiente atribuidos al Paleozoico (Groeber, 1918, 1929; Feruglio, 1941; González Bonorino, 1973, 1979).

El motivo de estas controversias radica en que los granitos objeto de la discusión pertenecerían a ciclos magmáticos diferentes, muchos de los cuales actualmente se separan como pertenecientes al Complejo Colohuincuil y sus equivalentes. Así lo entendió Rassmuss (1922) en la región de Epuén, donde distinguió dos conjuntos graníticos: uno «antiguo» de dudosa edad paleozoica tardía y «otro diferente» de edad mesozoica (jurásica).

Una nueva fuente de controversia surgió cuando González Díaz (1979, 1982b) determinó la presencia de otro ciclo magmático, en este caso más joven que las plutonitas de la Formación Los Machis, localizado en las cabeceras del río del Machete y en el lago Angel Gallardo.

Granitos, tonalitas y dioritas de la Formación Los Machis fueron datadas por el método U-Pb SHRIMP en circones sobre muestras obtenidas en el área del lago Traful y arrojaron valores correspondientes al Jurásico (150-170 Ma; Castro

et al., 2011). Edades más jóvenes, de entre 96 y 109 Ma, habían sido obtenidas con anterioridad por los métodos K-Ar y Rb-Sr (Stipanovich y Linares, 1975; Toubes y Spikermann, 1973; González Díaz, 1982b), muchas de las cuales podrían explicarse por rejuvenecimientos por calentamiento relacionado con ciclos magmáticos posteriores. Estas edades permiten separar claramente a la Formación Los Machis, post-liásica y cubierta en discordancia por volcanitas cenozoicas. Edades jurásicas fueron reconocidas por Gordon y Ort (1993) y Giacosa *et al.* (2005) en la Hoja San Carlos de Bariloche, para un conjunto de intrusivos que fueron agrupados en el Batolito Patagónico Subcordillerano. Una dacita en la zona del cerro Tres Hermanas, recientemente datada por el método U-Pb SHRIMP en circón en 125 ± 2 Ma por Aragón *et al.* (2011), podría representar las etapas tardías del magmatismo de la Formación Los Machis en esta región.

Gargiulo (2006) reconoció un granitoide más antiguo que la Formación Los Machis en el área del brazo Huemul del lago Nahuel Huapi; este granitoide está intruido por diques metamorfizados térmica y dinámicamente, por acción (se interpreta) de la intrusión de Los Machis. Aunque Gargiulo (2006) lo incluyó dentro del Batolito Patagónico Subcordillerano de edad jurásica, no puede descartarse que se trate de granitos más antiguos, pertenecientes al Complejo Colohuincul.

En conclusión, se acepta para la Formación Los Machis una edad jurásico-cretácica, siempre posterior al Jurásico temprano.

2.3.5. CRETÁCICO

2.3.5.1. Cretácico superior

Formación Angostura Colorada (11)

Conglomerados, areniscas conglomerádicas, areniscas y pelitas.

Antecedentes

El nombre de esta unidad se debe a Volkheimer (1973), quien describió un conjunto de rocas sedimentarias continentales, acompañadas por escasas rocas piroclásticas, que afloran en la región aledaña a Ingeniero Jacobacci, en el suroeste de Río Negro.

En la región de Comallo, contemporáneamente, Rabassa (1974) nominó sedimentitas continentales

con el término Estratos de Neneo Rucá. Estas rocas fueron incluidas en la Formación Angostura Colorada por Manassero y Maggi (1995) a partir de un estudio regional de esta unidad.

Descripciones de esta formación fueron también efectuadas por Nullo (1978) y Coira (1979) quienes contribuyeron a mejorar el conocimiento litológico de la unidad y su distribución.

Posteriormente, esta entidad fue descrita en las hojas geológicas Ingeniero Jacobacci (González *et al.*, 2003) y San Carlos de Bariloche (Giacosa *et al.*, 2005).

Distribución areal

Hay dos afloramientos de la Formación Angostura Colorada, bastante reducidos, en la Hoja San Martín de los Andes. Están situados en los campos de la estancia San Antonio, al oeste de la ex ruta nacional 40 camino a Pilcaniyeu, en el límite sureste del área estudiada.

Litología

En la estancia San Antonio, una suave lomada (figura 11a), contiene un perfil de unos 25 m, constituido por conglomerados, areniscas conglomerádicas, areniscas y pelitas, de tonos rojizos (figura 11b,e) de origen continental. Los estratos tienen un rumbo N 30° O e inclinan 12° NE.

Los conglomerados (figura 11c) son matriz soportados y rojizos. Los clastos son semiangulosos a angulosos, con tamaños que alcanzan 15 cm de diámetro, predominan los líticos volcánicos (riolitas) y de cuarzo, también hay algunos de plutonitas y escasos de metamorfitas (esquistos micáceos). La matriz es arenosa, de grano mediano a grueso. Se advierte una leve estratificación, con bancos con frecuentes bases erosivas, con espesores que alcanzan 7 metros (figura 11d,e).

Las areniscas, de grano fino a grueso, grises y rojizas, están intercaladas en los conglomerados en forma de lentes (figura 11e), con espesores que llegan a 80 centímetros.

En la Hoja aflora sólo la base de la Formación Angostura Colorada. Fuera del área de trabajo, al sureste, en la región de Comallo e Ingeniero Jacobacci, Manassero y Maggi (1995) analizaron la sedimentología de la unidad a partir de la integración de 4 perfiles. Interpretaron que se había generado por la acción de un sistema fluvial entrelazado que evolucionó a un sistema lacustre con esporádicos aportes de piroclásticas.

Relaciones estratigráficas

En el ámbito de la Hoja no se observa la base de la Formación Angostura Colorada. Más al sur, Rabassa (1975) señaló una relación tectónica «...contra un bloque granítico del Basamento Cristalino».

En discordancia angular, la suprayacen facies piroclásticas de las formaciones Huitrera y Collón Curá.

Edad y correlaciones

Estas rocas han sido correlacionadas, por sus características litológicas, con los Grupos Chubut y Neuquén (González *et al.*, 1999).

Sobre la base de relaciones estratigráficas, Volkheimer (1973), Coira (1979) y Manassero y Maggi (1995) señalaron una edad cretácica superior, maastrichtiana.



Figura 11. Distintos aspectos de la Formación Angostura Colorada, a: vista paronámica, de unos de los asomos detectados en la Hoja, b: contacto entre conglomerados con base erosiva y pelitas, c: detalle de los conglomerados, d: perfil a escala; obsérvese la inclinación de los estratos y la relativamente poco marcada estratificación y e: banco de conglomerados con escala.

Basalto Estancia Chacabuco (12)

Basalto

Antecedentes

Cabe el mérito a Fauqué (1980) de hallar este basalto en cercanías de la estancia Chacabuco, en el extremo oeste de la garganta de Alicurá (antes de que se construyera el actual dique Alicurá), al que describió como una unidad independiente con el nombre de «Basalto Cretácico».

En este trabajo, los autores le asignan la nomenclatura formal de Basalto Estancia Chacabuco.

Distribución areal

Los afloramientos de esta unidad son muy reducidos, se hallan aguas arriba del dique Alicurá, en ambas márgenes del embalse (figura 28). Otros asomos están situados en la margen izquierda del cañadón Las Coloradas, que dado su escaso tamaño no han sido mapeados.

Litología

Esta unidad está constituida por varias coladas compuestas por basaltos con pasta afanítica, brechosos y amigdaloides, de color gris rojizo. Al microscopio se puede definir una textura afírica compuesta por una mesostasis intersertal, formada por tablillas de plagioclasa isorientadas de composición labradorítica y clinopiroxeno anhedrales y óxidos de hierro (Fauqué, 1980).

En cuanto al espesor, antes del llenado del embalse de Alicurá Fauqué (1980) midió un total aproximado de 100 metros. En la actualidad, parte de estas rocas se encuentran sumergidas por las aguas de dicho embalse.

Relaciones estratigráficas y edad

No se observa la base de esta unidad en la actualidad, aunque tampoco fue establecida por Fauqué (1980). Este autor determinó un contacto por falla (norte-sur) con las sedimentitas de la Formación Nestares, actualmente no visible debido al embalse de Alicurá.

La suprayacen en discordancia angular rocas de la Formación Collón Curá y depósitos aluviales aterrazados del río Limay.

Fauqué (1980) le asignó a esta unidad una edad cretácica superior, basado en una datación radimétrica K/Ar de 80 ± 5 Ma.

2.4. CENOZOICO

2.4.1. PALEÓGENO

2.4.1.1 Paleoceno - Oligoceno

Formación Huitrera (13)

Ignimbritas, tobas dacíticas y riolíticas y brechas volcánicas, andesitas, basaltos y traquitas; areniscas, conglomerados y arcilitas.

Antecedentes

Ravazzoli y Sesana (1968) designaron con el nombre de Formación Huitrera 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 Extraandina (Groeber, 1929, 1954; Feruglio, 1927, 1941, 1947, 1949).

Cabe destacar que a lo largo del tiempo han sido numerosas las propuestas dadas por distintos autores para distinguir este volcanismo, al que se lo ha denominado también como Formación Auca Pan (Turner, 1965a), 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 dos unidades, 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. El mismo criterio fue utilizado por Giacosa y Heredia (1999, 2000) y Giacosa *et al.*, (2005) en el estudio geológico de la región de San Carlos de Bariloche. Según estos investigadores, el criterio de la separación de estas unidades fue sobre la base de análisis químicos y edades, como se verá a continuación.

Dalla Salda *et al.* (1981) y Rapela *et al.* (1983) estudiaron la evolución magmática de la Serie Andesítica de la Cordillera Norpatagónica y han realizado un importante número de estudios radimétricos K/Ar.

Vattuone *et al.* (2001) trabajaron las asociaciones de metamorfismo de muy bajo grado en facies de ceolita en volcanitas ubicadas al sur de la localidad de Confluencia, en la provincia del Neuquén.

Distribución areal

Los afloramientos de la Formación Huitrera abarcan una extensa región de la Hoja, conformando una faja que va desde el norte del cordón de Chapelco y extremo este del lago Lácar, pasando por el lago Trafal, el cerro Cuyín Manzano y prácticamente toda la cuenca del río Limay, hasta el río Pichileufú.

Estas rocas tienen una amplia distribución regional, ya que se extienden desde el norte de Junín de los Andes hasta la región este y sureste de Bariloche, El Maitén y Esquel (Giacosa y Heredia, 2000), y desde allí hacia el este, hasta las adyacencias de la localidad de Río Chico (Ravazzoli y Sesana, 1968; 1977), cerro Mirador (Volkheimer y Lage, 1981) y Gualjaina (Lage, 1982), en el río Chubut medio.

Litología

La Formación Huitrera es una sucesión volcanoclástica y sedimentaria que supera los 1300 m de potencia en el paso del Córdoba (figura 12), en la sierra de Cuyín Manzano y en el cordón de Chapelco. Está constituida por basaltos, andesitas, traquitas, ignimbritas y tobas dacíticas y riolíticas, entre las que se intercalan paquetes sedimentarios de origen continental, formados por areniscas, conglomerados y arcilitas con mantos carbonosos.

Se hace muy difícil diferenciar facies composicionales y/o texturales, ya que existe una gran discontinuidad lateral y vertical de las rocas que constituyen esta unidad, por este motivo no se observan «mantos» o «bancos» de rocas guía.

Las secuencias, en general, son subhorizontales y monótonas. Basaltos y andesitas de colores oscuros casi negro alternan con tobas blanquecinas y varicolores (amarillentas, verdosas y rojizas), producto de su alteración.

En general, los sucesivos mantos de la Formación Huitrera forman parte de una estructura homoclinal con leves inclinaciones, excepto en un área ubicada al noreste del lago Meliquina donde las capas inclinan fuertemente hacia el este.

Es importante destacar que los afloramientos que se encuentran al sureste de la ciudad de San Martín de los Andes sufrieron remoción en masa, bajo la forma de enormes deslizamientos rotacionales.

En áreas vecinas, varios autores han estudiado esta unidad. Lapidó (1974), en las proximidades del embalse Alicurá, diferenció en un área muy localizada cuatro subunidades, sobre la base de diferen-

cias texturales, fundamentalmente, pero que no se pueden correlacionar con el resto de la región.

Rabassa (1974) determinó un predominio de una composición bimodal y recurrente que varía entre dacita-riolita y basalto.

Rapela *et al.* (1983) reconocieron cuatro facies en las volcanitas de la Serie Andesítica; en la base la facies pliniana, cubierta por la facies ignimbrítica, por encima la facies lávico-piroclástica y por último, en la parte superior, la facies lávica. También consideraron que las lavas y piroclastitas de la faja más oriental de la Serie Andesítica, que coincidiría con la Formación Huitrera de este trabajo, son de naturaleza calcoalcalina y muestran un amplio espectro composicional, desde basaltos a riolitas e ignimbritas con alto contenido de sílice.

En el ámbito de esta Hoja la Formación Huitrera tiene un marcado predominio de las facies tobáceas, reconociéndose tobas brechosas, brechas volcánicas e ignimbritas.

En forma genérica, a pesar de la semejanza litológica y textural, se han podido distinguir áreas en la cuenca del río Limay con un predominio de tobas básicas, asociadas a mantos y/o diques también de composición basáltica, que estarían constituyendo la base del volcanismo.

La facies lávica, integrada mayoritariamente por basaltos olivínicos y andesitas basálticas, forman sucesiones monótonas de coladas superpuestas, emplazadas en general en los sectores más cuspidales de los afloramientos. Esta facies, por su extensión, se vincularía con erupciones fisurales.

Al norte del río Limay, por ejemplo, un basalto de color gris oscuro presenta textura porfírica, con fenocristales de labradorita (1 mm) en individuos tabulares alargados, maclados bien definidos y frecuentemente zonales. Posee olivinas de menor tamaño (0,5 mm), de contornos idiomorfos, en las que es común observar, en bordes y grietas de alteración, iddingsita de coloración castaño rojiza, en tanto en otras hay una parcial alteración a antigorita verdoso 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 mesosilíceas (dacítico-andesítica), consiste en una monótona sucesión de mantos ignimbríticos formados por bloques más o menos angulosos, en una matriz compuesta por polvo ví-

treo y ocasionales litoblastos subangulares. Entre los mantos se intercalan niveles vitrofíricos. La sucesión culmina con mantos de andesitas fluidales y brechas volcánicas de similar composición. El espesor de estos mantos es muy variable, entre 15 hasta 80 metros.

Macroscópicamente, la mayoría de los mantos ignimbríticos evidencian poca homogeneidad, presentan variado grado de aglutinamiento y/o desvitrificación. Sus componentes consisten en fragmentos pumíceos, líticos y cristaloclastos. También hay polvo cinerítico. Los minerales más frecuentes son plagioclasa con predominio de oligoclasa, alcanzándose en ciertos casos la composición de una andesina ácida, el cuarzo es muy escaso como cristaloclasto, los clinopiroxenos, no abundantes pero frecuentes, y la hornblenda y biotita aparecen por excepción. Los fragmentos líticos observados son de diversos tipos: son dominantes los de rocas volcánicas de textura hialopílica o intersertal, hay además fragmentos de tobas que exhiben una dispar desvitrificación. Las dimensiones de los fragmentos son variables desde 1 cm hasta 10 cm los mayores.

Al microscopio, los cristaloclastos de plagioclasa son euhedrales a subhedrales, con bordes irregulares, son comunes los individuos con engolfamientos irregulares, se comprobó en muchos casos bordes más ácidos que la parte interna del cristal. Los cristaloclastos de cuarzo son escasos, tienen forma irregular, presentan a menudo engolfamientos. Los clinopiroxenos (¿augita?), se hallan fracturados y parcialmente corroídos; la biotita, subhedral, ocasionalmente suele estar deformada y la hornblenda es fresca y está fracturada. 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. Los litoclastos son angulosos a subangulosos y corresponden a material de origen volcánico, constituido principalmente por fragmentos de rocas porfíricas de composición andesítica, de rocas afánicas y de tobas y trozos vítreos fluidales.

En afloramientos situados al oeste de la estancia Caleufú se han estudiado algunas muestras representativas:

Andesita: macroscópicamente es una roca muy compacta y tenaz, de color gris verdoso oscuro, afánica, destacándose sólo unos escasos individuos de plagioclasa. Ocasionalmente se observan amígdalas de hasta 3 mm de diámetro. Al microscopio la roca es muy uniforme, con textura porfírica. Está constituida por algunos cristales dispersos de cuar-

zo y plagioclasa englobados en una pasta castaña. Ésta es homogénea, constituida por microlitos y tablillas de plagioclasa de hasta 0,3 mm, acompañadas de opacos de hasta 0,6 mm y un material de alteración clorítico verdoso. La composición de la plagioclasa oscila entre oligoclasa y andesina, alteradas a productos sericíticos que afectan al maclado. Los mantos de andesitas alcanzan 50 m de espesor.

Brecha andesítica: es una roca densa, tenaz, de color castaño amarillento liláceo, en la que se reconocen clastos angulosos de hasta 1 cm de diámetro, englobados en una matriz de color amarillo castaño. Al microscopio se observan litoclastos andesíticos de color castaño oscuro, angulosos e irregulares, que varían entre 0,2 mm y 0,5 milímetros. La matriz, amarillenta clara, es pilotáxica, con microlitos de plagioclasas (menores que 0,01 mm), que muestran un paralelismo grosero en su disposición.

Toba andesítica: roca escasamente consolidada, de color gris muy claro, en partes amarillento. Presenta escasos y pequeños cristaloclastos de andesina y fragmentos líticos angulosos, de tonos gris y castaño claro, de hasta 50 mm, constituidos por volcanitas de textura principalmente intersertal. La matriz constituye un fino agregado vítreo, desvitrificado, formando ocasionalmente esferulitas e impregnado por óxidos de hierro.

Toba dacítica brechosa: roca moderadamente compacta, de color rojo pálido, con escasos cristaloclastos subangulosos de color castaño grisáceo y gris amarillento, cuyos tamaños llegan hasta 10 mm, incluidos en una matriz fina. Los cristaloclastos corresponden a plagioclasa y cuarzo subordinado; los fragmentos líticos más oscuros provienen de volcanitas de textura intersertal, mientras que los más claros corresponden a rocas piroclásticas.

Toba dacítica: roca moderadamente compacta, de color gris azulado pálido, en partes rojo pálido y pequeñas áreas verde pálido, que le confieren un aspecto moteado. Presenta cristaloclastos subhedrales (menor a 1 mm) y abundantes litoclastos angulosos y oscuros, en tamaños variables. La matriz es vitroclástica desvitrificada, semiopaca, en parte clorítica. Los cristaloclastos están compuestos por oligoclasa, cuarzo, escasos minerales opacos alterados y abundantes partículas de óxido de hierro. Los líticos corresponden principalmente a volcanitas de textura intersertal.

Toba riodacítica brechosa: roca consolidada, gris castaño clara, con cristaloclastos subhedrales (mayor a 1 mm) y litoclastos de variada granulometría (hasta 8 mm), englobados en una matriz vitroclástica

desvitrificada. El cristaloclasto más frecuente es el cuarzo, al que se le suman cantidades subordinadas de oligoclasa, feldespato alcalino y biotita. Los fragmentos líticos están representados por volcanitas verdosas oscuras, cloritizadas y de textura intersertal.

Al oeste del cerro Colorado, Sarris (1966) describió un afloramiento de sedimentitas de unos 50 m de espesor, constituidos por una sucesión de bancos de areniscas claras, medianas a finas, algunas tobáceas, intercaladas con bancos de arcilitas negras, carbonosas y niveles carbonosos que alcanzan 60 cm de potencia.

En la región de los ríos Caleufú y Meliquina, Palotti *et al.* (2013) determinaron que la formación está compuesta por dos facies. Una facies lávica, integrada por basaltos y riolitas, y otra piroclástica compuesta por tobas vítreas y líticas.

Ambiente tectónico

Este volcanismo forma parte de un complejo de subducción en un marco magmático ensiálico. A medida que las coladas se hacen más jóvenes en la serie, disminuye el contenido de K con respecto al SiO₂, lo que podría deberse a variaciones en la inclinación de la zona de Benioff y cambios en el espesor de la corteza continental a esas latitudes, durante el Paleógeno (Vattuone *et al.*, 2001).

Desde el punto de vista geotectónico esta unidad está relacionada con la subducción de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana. El carácter bimodal de este volcanismo parece ser más característico de regiones de retroarco hasta el borde del antepaís (Giacosa *et al.*, 2005).

Relaciones estratigráficas

Las rocas de la Formación Huitrera cubren mediante una discordancia erosiva rocas del basamento cristalino y granitos pérmicos en la provincia de Río Negro.

La cubren en discordancia angular depósitos de las formaciones Collón Curá y Caleufú.

Las sucesivas coladas de la Formación Chapelco sobreyacen a la Formación Huitrera en pseudoconcordancia casi en su totalidad, excepto en un sector situado al oeste de la estancia Caleufú, donde la relación es de discordancia angular.

En el área del cerro Colorado, a la izquierda del arroyo Grande, esta unidad está cubierta por una efusión basáltica cuaternaria

Edad y correlaciones

La posición estratigráfica y la edad de las rocas que integran la otrora denominada Serie Andesítica (Feruglio, 1927), fueron objeto de controversias e imprecisiones hasta las postrimerías del siglo XX. Al respecto, son ilustrativas las síntesis que sobre estos temas elaboraran González Díaz (1979) y González Bonorino (1979).

En general, las rocas que conforman esa unidad, tanto las volcánicas como las sedimentarias, fueron asignadas a edades paleógenas, desde el Paleoceno hasta el Oligoceno. Con el avance de los métodos de dataciones radimétricas se tuvo una idea más clara acerca de la edad de este episodio principalmente volcánico. En ese sentido, fueron muy importantes los aportes de Rabassa (1975) quien consignó una



Figura 12. Aspecto de la Formación Huitrera en el paso del Córdoba, vista desde la ruta provincial 63.

edad de 50 Ma de un concentrado de oligoclasa, analizado por Rb/Sr, extraído de una obsidiana proveniente de las cercanías de Pichileufú; de González Díaz (1979), autor que aportó más de una decena de dataciones K/Ar sobre roca total de muestras de vulcanitas aflorantes, en su mayoría, al sur y al este del lago Traful, cuyos valores abarcan desde 55 ± 3 hasta 42 ± 1 Ma y de Rapela *et al.* (1983) quienes aportaron varios datos radimétricos K/Ar de muestras de localidades de la Hoja, como Quila Quina y Valle Encantado, sumados a algunos recopilados de otros autores, todos ellos comprendidos entre 60 ± 5 y 42 ± 5 Ma. También resultó significativo el trabajo de Mazzoni *et al.* (1991) quienes estudiaron, desde el punto de vista radimétrico, el vulcanismo de la Formación Huitrera en el sector extraandino occidental de Río Negro y Chubut y obtuvieron una decena de valores entre $57,8 \pm 2,9$ y $39,2 \pm 2,0$ Ma, que permitió corroborar la extensión de este episodio volcánico hasta la latitud del río Chubut medio, área tipo del Complejo del Río Chubut Medio (Mazzoni y Aragón, 1985, 1986; Aragón y Mazzoni, 1997), unidad equiparable a la Formación Huitrera.

En el norte de la región abarcada por esta faja volcánica, Lagorio *et al.* (1998) dataron, por el método K/Ar, dos muestras de ignimbritas de las cercanías de Aluminé, en Neuquén, consideradas como parte de la Formación Auca Pan (Turner, 1965 b), correlacionable litológica, cronológica y espacialmente con la Formación Huitrera, cuyas edades dieron 62 ± 3 y 61 ± 2 Ma.

En años más recientes, y con métodos analíticos más precisos, se obtuvieron nuevos datos acerca de la edad de esta unidad. A escasos kilómetros del límite sur de la Hoja, en la localidad de pampa de Jones, Wilf *et al.* (2010) dataron cristales de sanidina y biotita de una toba intercalada en fangolitas y areniscas tobáceas de la formación. Las determinaciones, por el método $40\text{Ar}/39\text{Ar}$, dieron un valor de $54,24 \pm 0,45$ Ma. También se cuenta con datos más confiables de otras localidades, ya que Wilf *et al.* (2005) dataron por $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ tres bancos de tobas provenientes del río Pichileufú en Río Negro, con valores de $47,48 \pm 0,10$, $47,48 \pm 0,47$ y $47,45 \pm 0,06$ y otra toba de laguna del Hunco, en Chubut, cuyo resultado fue de $51,91 \pm 0,22$ Ma. Este último dato tiene un valor significativo, ya que permite corroborar la correcta posición estratigráfica y edad de los estratos portadores de una de las asociaciones fosilíferas más importantes del norte de Patagonia, como es la de la laguna del Hunco (Tufolitas Laguna del Hunco, Aragón y Mazzoni, 1997)

Teniendo en cuenta las dataciones arriba apuntadas, la edad de la faja volcánica que constituye la Formación Huitrera está comprendida entre 62 y 42 Ma, correspondiente al Paleoceno inferior a Eoceno medio.

Se deben consignar también algunas edades más modernas determinadas en vulcanitas de la región de Chapelco. Así, Rapela *et al.* (1983) dieron a conocer un valor de 27 ± 5 Ma de una dacita del sector sur del cerro Chapelco, en tanto que Latorre y Vattuone (1998) obtuvieron una edad de 24 ± 1 Ma de una roca proveniente de la facies lávica aflorante en el mismo cerro. De acuerdo con estos valores, mantos adjudicados a esta unidad podrían corresponder a la Formación Ventana.

2.4.1.2. Eoceno - Oligoceno

Formación Ventana (14)

Ignimbritas, tobas dacíticas y riolíticas y brechas volcánicas, andesitas, basaltos y dacitas; conglomerados, areniscas marinas y continentales.

Antecedentes

Han sido numerosas las propuestas dadas por distintos autores para distinguir este vulcanismo. A través de diferentes estudios se lo ha denominado como Serie Andesítica (Groeber, 1929, 1954; Feruglio, 1927, 1941, 1947, 1949), Serie Nahuel Huapi (Ljunger, 1931), Formación Nahuel Huapi (Wehrli, 1899) y Formación Auca Pan (Turner, 1965a).

En la región del lago Nahuel Huapi, González Bonorino (1973) definió el grupo homónimo para diferenciar una secuencia volcano sedimentaria principalmente paleógena. Este grupo está constituido por las formaciones Ventana y Ñirihuau; la primera es la inferior, principalmente volcánica con algunas intercalaciones sedimentarias, y la superior, de origen sedimentario con gran aporte piroclástico.

González Bonorino y González Bonorino (1978) han propuesto el estratotipo de la Formación Ventana en el faldeo oriental de la sierra homónima, al sur de San Carlos de Bariloche, fuera del área de este estudio.

González Díaz (1979), Dalla Salda *et al.* (1981) y Rapela *et al.* (1983) han realizado un importante muestreo de rocas a las que les realizaron estudios radimétricos de K/Ar.

Rapela *et al.* (1984) efectuaron análisis químicos que determinaron una diferencia composicional entre el vulcanismo andino y el extraandino.

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 la faja oriental y nororiental. El mismo criterio fue utilizado por Giacosa *et al.* (2005) para el estudio geológico de la región de San Carlos de Bariloche.

Distribución areal

La Formación Ventana aflora en una extensa faja cordillerana que abarca la región de los lagos Nahuel Huapi, Espejo, Totoral y Correntoso, incluyendo la isla Victoria y la península Quettrihue (del bosque de los Arrayanes), en el suroeste de la Hoja San Martín de los Andes.

Litología

La Formación Ventana es una sucesión volcanosedimentaria que supera los 1600 m en los cerros Tres Hermanos y Machete, al oeste del lago Nahuel Huapi. Está constituida por una sucesión de basaltos, andesitas, ignimbritas, tobas, tobas brechosas y aglomerados, con algunas intercalaciones de conglomerados y areniscas.

En el ámbito de la Hoja, las exposiciones de esta unidad se reducen mucho por la alta cobertura vegetal que enmascara los afloramientos.

A lo largo de la costa oeste de la isla Victoria se puede observar una sucesión volcanoclástica de unos 200 m de espesor (figura 13), de rumbo N-S con inclinación de 10° E, constituida por ignimbritas de color verdoso y blanquecino y tobas. Estas mismas

rocas, en el extremo norte de la isla aumentan considerablemente su inclinación.

En punta Carbón y puerto Totoras, al sureste de la isla Victoria, se observa una secuencia formada por ignimbritas y tobas blanquecinas, intercaladas con conglomerados, con rumbo N 20° E con inclinación 50° O. Los conglomerados tienen matriz arenosa, con clastos de ignimbritas, basaltos y andesitas, la mayoría son redondeados, con tamaños que alcanzan 30 cm de diámetro. También hay lentes de areniscas. En las tobas se observaron troncos de gran tamaño. Otros conglomerados con similares características litológicas se observaron a unos 2 km al norte, al oeste del puerto Antonio. Al norte de la isla, sobre la costa hay ignimbritas y brechas de color verde y andesitas oscuras, inclinando al SE (contienen figuras rupestres). Al oeste de la isla, en puerto Radal, sobre la costa afloran ignimbritas y tobas blanquecinas y riolitas oscuras. Se han observado troncos también al sur de la península de Quettrihue y en el islote de los troncos fósiles.

Una muestra tipo de andesita, obtenida del cerro Dormilón, es de textura porfírica, constituida por un 30% de fenocritales y 70% de pasta. Los fenocristales son de plagioclasa andesina, de hábito tabular, maclados según la ley de albita, a veces zonales, en general están fracturados. Los minerales félicos están representados por clinopiroxeno en cristales prismáticos, incoloros a verde pálido, a veces alterados a serpentina, iddingsita y/o goethita y olivina subhedral a anhedral, con igual grado de alteración que el señalado para los piroxenos. Ambos minerales félicos, asociados a la plagioclasa y a minerales opacos, suelen constituir glomérulos. La pasta tiene textura pilotáxica, en parte felsítica, integrada por tablillas de plagioclasa semiorientadas, minerales opacos,



Figura 13. Volcanitas estratificadas de la Formación Ventana, expuestas en el sector occidental de la Isla Victoria.

clorita, escaso clinopiroxeno y epidoto. Como minerales accesorios hay apatita y opacos.

Rapela *et al.* (1984) realizaron análisis químicos y litológicos que les permitieron comparar la diferencia composicional entre el volcanismo andino y el extraandino. Determinaron que en el primero prevalecen las facies andesíticas y riolíticas por sobre los basaltos y dacitas, y en el segundo prevalecen más las facies basálticas.

González Díaz (1979) describió una localidad con fósiles marinos en la curva de nivel de los 1600 m del cerro Tres Picos, en el sector más oriental del cordón Theg Theg. Las rocas portadoras son tufitas, wackes y areniscas tobáceas que están intercaladas en volcanitas. Otros fósiles encontró en el puerto Venus o Eggers, en la desembocadura del arroyo Millaqueo en el lago Nahuel Huapi.

Ambiente tectónico

Desde el punto de vista geotectónico (Giacosa *et al.*, 2005), esta unidad forma parte de un arco magmático calcoalcalino de tipo ensiálico, estrechamente asociado al margen continental de la Placa Sudamericana.

Paleontología

Las determinaciones efectuadas por Levy y Rossi (en González Díaz, 1979), determinaron los fósiles siguientes

Bivalvos:

Mytilus volckmanni Ph.

Cardium sp.

Dosinia laeviuscula Ph.

Panope ibari sp.

Panope sp.

Panope subsymmetrical Ortm.

Venus darwini Ph.

Venus petitiana d'Orb

Venus volckmanni Ph.

Panope pilsbryi Ortm.

Gastrópodos:

Struthiolaria? sp.

Melongena aff. *M. pyruloides* Grateloup

var. *bonnetensis*

Relaciones estratigráficas

La Formación Ventana se apoya en discordancia erosiva sobre las formaciones Los Machis y

Montes de Oca, y está en contacto tectónico con la Formación Coluco y en parte intruida por ésta unidad al sur del lago Angel Gallardo.

En discordancia erosiva, depósitos glaciares cubren esta unidad, principalmente en la isla Victoria y en la península de Quetrihué.

Edad y correlaciones

La Formación Ventana se podría correlacionar con la Formación Auca Pan (Turner, 1965b), descrita en la región de Junín de los Andes, al norte de esta Hoja.

Rapela *et al.* (1988) estudiaron la Serie Andesítica e interpretaron la existencia de dos grupos de edades para estas volcanitas paleógenas, las que consideraron en dos arcos subparalelos, el cinturón de Pilcaniyeu (Paleoceno-Eoceno) y el cinturón de El Maitén (Oligoceno), que litoestratigráficamente corresponderían con las formaciones Huitrera y Ventana, respectivamente (*sensu* Cazau *et al.*, 1989).

González Díaz (1979) ha realizado dataciones radimétricas K/Ar que dieron 21 ± 2 Ma (en dacita del lago Espejo), 21 ± 2 Ma (en dacita de la costa oeste del lago Nahuel Huapí) y 14 ± 2 Ma (en dacita del norte del brazo del Rincón); Aragón *et al.* (2011) obtuvieron edades similares (22 ± 2 Ma) por el método U-Pb SHRIMP en circones de una andesita de la zona del cerro Tres Hermanos.

Cazau *et al.* (1989), en la cuenca de Ñirihuau, realizaron diecisiete edades radimétricas que dieron valores entre 34 y 24 Ma, intervalo que va desde el Eoceno superior hasta el Oligoceno.

En este trabajo, en función de las referencias antes mencionadas, se acepta para esta unidad una edad eoceno-oligocena.

2.4.1.3. Oligoceno

Formación Lolog (15)

Conglomerados, areniscas, arcilitas y basaltos.

Antecedentes

Groeber (1929) fue el primer investigador en dar a conocer un «grupo de areniscas» que afloran al pie de la «cordillera de Junín de los Andes», al oeste de la estancia Collún Co, a las que correlacionó con otras similares que se hallan en el arroyo Carbón, al sureste del lago Trafal. Posteriormente, Turner (1965a) separó y describió estas rocas en una uni-

dad litológica independiente, sedimentaria, de origen continental, a la cual denominó Formación Lolog, que aflora en la margen derecha del tramo superior del arroyo Collún Co, al norte del cerro Lolog, fuera del área de la Hoja.

Distribución areal

La Formación Lolog tiene su mejor exposición y perfil tipo en el arroyo Collún Co, en el camino que une la estancia de ese nombre con el lago Lolog. Este afloramiento ocupa pequeñas áreas en el sur de la Hoja Junín de los Andes y en el norte de la Hoja San Martín de los Andes.

Otros dos afloramientos se encuentran en ambas márgenes del río Chimehuín, a la altura de la desembocadura del río Quilquihue. Uno se halla a la vera de la ruta nacional 234 y el otro en la margen izquierda del río Chimehuín, al suroeste del cerro de los Pinos, al norte del puente de la estancia Cerro de los Pinos sobre ese curso.

Litología

El afloramiento del arroyo Collún Co es el que describió Turner (1965a) como perfil tipo para esta unidad, de la que estimó una potencia de 450 m, y de los que sólo los últimos 100 m afloran en esta Hoja. Está constituido por una sucesión de conglomerados, areniscas y arcilitas de tonalidades castañas y grises, con rumbo N 35° O e inclinación 20° SO / N 20° E e inclinación 55° SE

Los conglomerados contienen poca matriz, son de color gris oscuro y están constituidos por clastos redondeados de entre 1 y 13 cm de diámetro, de rocas metamórficas, graníticas y volcánicas. Forman bancos de 40 a 50 cm de espesor, que están intercalados con estratos de areniscas de color castaño, de grano fino a mediano. Estos estratos varían entre 30 y 40 cm de potencia y presentan estratificación entrecruzada de bajo ángulo.

En la parte media del perfil se observan arcilitas de hasta 30 m de potencia, con tonalidades verdosas y rojizas.

Se observan restos fósiles muy mal conservados de troncos y fragmentos de ramas y hojas, en bancos de lutitas carbonosas o de lignitos que poseen espesores de hasta 20 centímetros.

En el afloramiento situado en la ruta nacional 234, al norte del puente sobre el río Quilquihue, afloran conglomerados, areniscas y una colada de basalto. En este asomo la unidad tiene una potencia de 50 m,

con rumbo N 22° O e inclinación 15° SO. En la base hay una colada de basalto de color negro, con 5 m de potencia, por encima sigue una sucesión de conglomerados, areniscas y arcilitas, con tonalidades grises. Los conglomerados predominan en la columna, casi en su totalidad los clastos son redondeados y de rocas volcánicas, de entre 1 y 15 cm de diámetro; se han observado pocos clastos de granitos.

A unos 3 km al este del sitio anterior, en la margen izquierda del valle del río Chimehuín, en el puente de la estancia Cerro de los Pinos, hay un afloramiento que tiene unos 30 m de espesor, constituido desde la base por un basalto de color negro y 15 m de potencia, continua una sucesión de 15 m de areniscas medianas y lutitas negras, con lignitos y troncos fósiles. Estas capas tienen un rumbo NO e inclinación 12° NE.

Sarris (1966) realizó una descripción geológica de la zona de San Martín de los Andes y observó dos mantos de carbón, en las cercanías del cerro Colorado y del arroyo Grande, a los que ubica dentro de la serie andesítica.

Relaciones estratigráficas

La Formación Lolog se apoya en discordancia angular sobre el Complejo Colohuincul y está en relación de falla con la Formación Caleufú en la estancia Collún Co.

Los afloramientos situados en ambas márgenes del río Chimehuín están cubiertos en discordancia erosiva por la Formación Caleufú.

Edad y correlaciones

Groeber (1929) correlacionó las sedimentitas que afloran en el arroyo Collún Co con unos lignitos que asoman en el arroyo Carbón, al sur del lago Traful, y les asignó una edad oligocena inferior a media sobre la base de sus relaciones estratigráficas y comparándola con la geología de la región de Bariloche.

Turner (1965a, 1973), sin argumentos convincentes, propuso para esta unidad una edad eocena superior.

En este trabajo, si bien se ha diferenciado la Formación Lolog siguiendo algunas pautas de Turner (1965a, 1973), los autores consideramos muy probable que esta unidad sea una facies de la Formación Huitrera, por su edad probable y características litológicas. La edad oligocena se ha establecido sobre la base de las relaciones estratigráficas.

2.4.2. NEÓGENO

2.4.2.1. Mioceno inferior

Formación Cerro Petiso (16)

Basaltos.

Antecedentes

Galli (1969), en la descripción de la geología de la región de Piedra del Águila, denominó Basalto «0» a las coladas basálticas situadas por debajo de las capas del Colloncurensis, coetáneas con el Basalto «I» del esquema de Groeber (1929).

Rolleri *et al.* (1976) reunieron con el nombre de Formación Cerro Petiso a las coladas del Basalto «0» que afloran en los cerros Negro y Petiso, al este, fuera de la Hoja San Martín de los Andes. Posteriormente, Nullo (1979) continuó con la misma nomenclatura en la descripción de la Hoja Geológica 39c, Paso Flores.

Distribución areal

Esta unidad aflora a lo largo de la cuenca del río Collón Curá, en el cañadón El Manzano, en el cerro León (924 m) y en la estancia Corral de Piedra.

Afloramientos menos extensos se localizan sobre el río Pichileufú, en Corralito y en los alrededores del cerro Negro (figura 14).

Litología

La Formación Cerro Petiso está constituida por una sucesión de coladas basálticas que en conjunto

y localmente pueden llegar a 220 m de potencia. Algunas coladas individuales alcanzan los 30 m de espesor.

Las rocas son basaltos de color gris oscuro a negro, con superficies de alteración rojizas. Son rocas densas y macizas, con algunas vesículas ovaladas y subovaladas rellenas muchas veces con zeolitas y algo de carbonatos.

Al microscopio es un basalto olivínico con textura porfírica con pasta intersertal. Los fenocristales son de olivina de hasta 1 mm de diámetro, de plagioclasas zonales alteradas a sericita y de clinopiroxenos. La pasta está constituida por plagioclasa, clinopiroxeno y óxidos de hierro.

Al sur de la confluencia entre los ríos Limay y Pichileufú, en el cerro Negro se observa un importante desarrollo de disyunción columnar (figura 15).

Relaciones estratigráficas, edad y correlaciones

Las coladas basálticas de esta unidad se derramaron sobre las formaciones Cushamen y Huitrera, y están cubiertas por las formaciones María Sofía y Collón Curá.

Galli (1969) le asignó a estas rocas una edad oligocena, basado en las relaciones estratigráficas con el Colloncurensis. Posteriormente, Nullo (1979) realizó una datación radimétrica K/Ar en áreas cercanas al sur de Paso Flores, que arrojó un valor de 21 ± 2 Ma, ubicando este evento en el Mioceno inferior.

Fuera del área de esta Hoja, Cucchi (1998) mencionó una datación de un basalto proveniente del cañadón del Tordillo, que arrojó una edad de $16,1 \pm 0,6$ Ma.



Figura 14. Aspecto de la Formación Cerro Petiso en el cerro Negro.



Figura 15. Magnífico ejemplo de disyunción columnar en los basaltos de la Formación Cerro Petiso en el cerro Negro.

En este trabajo se le asigna una edad Mioceno inferior, basada en las relaciones estratigráficas y en los datos radiométricos obtenidos por los autores anteriormente mencionados.

Formación María Sofía (17)

Areniscas, tufitas y paleosuelos.

Antecedentes

Se incluyen en esta unidad rocas que fueron consideradas originalmente como la base de la Formación Collón Curá (Galli, 1969; Uliana y Robbiano, 1974). Rabassa (1975) distinguió dentro de la Formación Collón Curá, un Miembro Tobáceo Inferior, al que Coira (1979) en la región de Ingeniero Jacobacci denominó Miembro La Pava.

Nulló (1979) y González Díaz y Nulló (1980) elevaron esta sucesión a la categoría de formación y la separaron de Collón Curá, sobre la base de criterios que se discuten más adelante.

En una revisión de la estratigrafía del área situada al oeste del Macizo de Somún Curá que incluyó nuevas dataciones radiométricas, Coira *et al.* (1985) determinaron que los niveles atribuidos al Miembro La Pava (Coira, 1979) correspondían, al menos parcialmente, a sedimentos más antiguos, del Oligoceno. Por este motivo, propusieron descartar la denominación de La Pava y llamar, en cambio, Formación María Sofía a las sedimentitas con paleosuelos que descansan por encima de los basaltos de la Formación Cerro Petiso y que están cu-

biertas por las piroclastitas de la Formación Collón Curá.

Distribución areal

Los afloramientos de la Formación María Sofía se localizan principalmente al sureste de la Hoja, en Río Negro, en áreas cercanas a la estancia y loma Carhué, al norte de los cerros Riquelme y Flamiché, en el cañadón Blanco. La localidad tipo se encuentra fuera de la hoja, en la estancia María Sofía, en la desembocadura del río Comallo en el Limay (Coira *et al.*, 1985).

Otros afloramientos, que no han sido mapeados por razones de escala, se hallan al sur del embalse Alicurá y pueden ser observados claramente desde la ruta nacional 237.

Litología

Esta unidad está constituida por areniscas y tufitas de color pardo claro a ocre, bien estratificadas, en bancos delgados de aproximadamente 20 cm de potencia, y alcanza un espesor máximo de unos 15 m en el ámbito de la hoja (Nulló, 1979). Se caracteriza por el desarrollo de paleosuelos, en los que se observan nidos de escarabeidos y véspidos (Nulló, 1979).

Aunque su disposición es horizontal a subhorizontal, localmente se observan inclinaciones de hasta 15° como resultado de la adaptación al relieve preexistente. Este rasgo es una característica

sobresaliente de esta unidad, que permite separarla fácilmente de las suprayacentes. Incluso Groeber (1929), Uliana y Robbiano (1974) y Nullo (1979) hicieron notar el hecho de que la adaptación al paleorrelieve es tan notable que en sectores podría ser equivocadamente interpretada como provocada por efectos tectónicos.

Se distingue a esta unidad por constituir un manto continuo de areniscas y tufitas que «tapiza» a depresiones y altos de un paleorrelieve paleógeno.

Las rocas son en términos generales producto del retrabajo de tobas y de material piroclástico no consolidado. Los paleosuelos se manifiestan como niveles «endurecidos» en los que se observan oquedades, pedotúbulos y canales con concentración desigual de material arcilloso, a los que se asocian restos carbonosos de raíces.

Relaciones estratigráficas

La Formación María Sofía se dispone en discordancia sobre las formaciones Huitrera y Cerro Petiso y las unidades del basamento cristalino; el contacto sobre la Formación Mamil Choique, por ejemplo, se observa con claridad en el cañadón Blanco.

Las relaciones estratigráficas se observan con más claridad fuera del ámbito de la hoja, como en el área tipo, en los alrededores de la estancia María Sofía (Nullo, 1979). También pueden observarse, aunque con más dificultad, en la ex ruta nacional 40, al sur de Paso Flores. Allí, desde el oeste se puede observar la disposición discordante de la Formación Collón Curá sobre la Formación Cerro Petiso, mientras que desde el sur puede verse que, entre ambas, se interpone la Formación María Sofía (Nullo, 1979).

Galli (1969) observó que en el cañadón Buitreras, la Formación Paso Flores está completamente horizontal y que las tobas de esta unidad (incluidas entonces en la base de la Formación Collón Curá) están inclinadas y adosadas al paleorrelieve. Por encima de ellas se disponen las tobas claras de la Formación Collón Curá, en discordancia, derivada ésta de la actitud estructural de la Formación María Sofía.

La Formación María Sofía está cubierta por cualquiera de estas facies, lo que indicaría la presencia de un hiato en el pasaje de ésta a la Formación Collón Curá (Nullo, 1979; González Díaz y Nullo, 1980). Este hiato separa unidades depositadas en condiciones bien diferentes: la Formación María Sofía corresponde a un período de relativa calma

tectónica, baja tasa de sedimentación (con desarrollo de paleosuelos) y aporte de material piroclástico principalmente andesítico. En cambio, la Formación Collón Curá implica un aporte continuo de material más ácido (hasta riódacítico).

Edad

Sólo se han hallado nidos de escarabeidos y véspidos en los niveles de paleosuelos, citados por primera vez por Frenguelli (1939). Sin embargo, estos restos no proporcionan datos concretos sobre la edad de esta unidad.

En esta Hoja la Formación María Sofía aflora por encima de la Formación Cerro Petiso (con edades de 21 ± 2 y $16 \pm 0,6$ Ma, según Nullo, 1979 y Cucchi, 1998) y es sucedida por la Formación Collón Curá, de edad miocena media basal – miocena tardía basal (Langhiano-Tortoniano) (Giacosa *et al.*, 2005). Por lo tanto, la edad de la Formación María Sofía estaría comprendida en el Mioceno temprano.

2.4.2.2. Mioceno medio - superior

Formación Coluco (18)

Granodioritas, granitos, pórfiros graníticos y gabros.

Antecedentes

González Díaz y Nullo (1980) propusieron esta denominación para un ciclo eruptivo constituido por granitos de grano grueso, granitos porfíricos, aplíticos y pórfiros cuarcíferos que afloran especialmente en el eje de la Cordillera, en el sector fronterizo con Chile. Se incluyen aquí los cuerpos del oeste del lago Nahuel Huapi al norte del brazo Puerto Blest. Ljungner (1931) distinguió estas plutonitas de las de edad cretácica, por la ausencia de hornblenda y la presencia de biotita ocasionalmente acompañada de piroxeno.

Distribución areal y litología

Los afloramientos más conspicuos están localizados en el arroyo del Machete y en la zona del lago Angel Gallardo y desde allí hasta el límite sur de la Hoja, y están constituidos por una granodiorita de tonos blanquecinos, de grano fino y prácticamente carente de máficos (menos de 8% de biotita y/o muscovita). Predominan las texturas porfíricas y se observan diques y filones graníticos con textura

porfírica o aplítica. Otras exposiciones típicas están fuera de la Hoja, hacia el sur, en el cerro Catedral y en el alto río Villegas (González Díaz, 1982b).

El resto de los afloramientos son masas aisladas y pequeñas, difícilmente reconocibles debido a la densa cobertura vegetal.

Son granitos de epizona o cuerpos subvolcánicos, y se caracterizan por ser calcoalcalinos, leucocráticos, altamente diferenciados (Rapela, 1987).

Relaciones estratigráficas

Estos plutones intruyen al Complejo Colohuincul en los pasos Millaqueo I y II, y a la Formación Ventana en la desembocadura del arroyo Colorado, en la costa oeste del lago Nahuel Huapi, y en el arroyo Coluco (González Díaz y Valvano, 1978). A su vez, están cubiertos discordantemente por la Formación Paso Mirador.

Edad y correlaciones

La edad de estos cuerpos fue establecida en 19-9 Ma a partir de dataciones K-Ar (González Díaz, 1982a), edad que es coherente con las relaciones estratigráficas descriptas, y que fue confirmada por el método U-Pb SHRIMP en circones sobre muestras de gabro (18 ± 1 Ma) y granodiorita (12 ± 1 Ma) provenientes de las cercanías del paso Puyehue (Aragón *et al.*, 2011).

En zonas aledañas en Chile, granitos de edad similar fueron reconocidos a lo largo de la falla Liquiñe-Ofqui, bajo la denominación de Granito Liquiñe (15 Ma), granitoides Pellaifa-Neltume (dioritas, granodioritas y pórfidos de 5-8 Ma; Lara y Moreno, 2004), y unidades Reloncaví, Cayutue y Lago Chapo (Parada *et al.*, 1987).

Según Rapela y Mazzoni (en Rapela, 1987), este magmatismo mioceno altamente diferenciado sería el equivalente temporal y causal de las piroclastitas de la Formación Collón Curá en el área extraandina.

Formación Collón Curá (19)

Tobas e ignimbritas.

Antecedentes

Esta tradicional unidad del noroeste de Patagonia fue reconocida por primera vez por Roth (1899), quién distinguió una toba gris, muy homogénea, de masa compacta, con un espesor de 50 m, en el valle del río Collón Curá.

Groeber (1929) propuso para ella la denominación Colloncureense, con el fin de independizarla del Santacruzense de la provincia de Santa Cruz, con la que la había correlacionado Roth (1899). Posteriormente, Groeber (1951) la relacionó con el Palaocolitense Inferior. El término Colloncureense tuvo inmediato arraigo en la literatura geológica y así fue utilizado por Galli (1969) al describir parte de los afloramientos del área tipo.

Como derivación natural de la anterior, esta unidad fue denominada Formación Collón Curá por Yrigoyen (1969); desde aquí en adelante son varios los autores que adoptaron esta denominación, entre ellos, Digregorio (1972), Dessanti (1972), Cazau (1972), Rabassa (1974), Nullo (1979) y Leanza y Leanza (1979), entre otros.

Un criterio diferente fue adoptado por Turner (1973), quién agrupó tanto las tobas e ignimbritas de la Formación Collón Curá como las Areniscas Azuladas de Galli (1969) en la Formación Chimehuín, en la que las tobas grises del Colloncureense integran el Miembro Inferior y las Areniscas Azuladas el Miembro Superior.

Posteriormente, González Díaz y Riggi (1984) cuestionaron la validez de la Formación Chimehuín y establecieron su total correspondencia con las formaciones Collón Curá y Río Negro (actualmente Formación Caleufú). Sin embargo, Cucchi *et al.* (2006) prefirieron seguir el esquema propuesto por Turner (1973) en ocasión de la descripción de la Hoja Junín de los Andes. Los flujos piroclásticos que integran esta unidad, con el nombre de Miembro Ignimbrita Pilcaniyeu, fueron descriptos regionalmente por Rabassa (1975) y años más tarde, estudiados detalladamente por Mazzoni y Stura (1990).

Distribución areal

La formación está muy bien expuesta en ambas laderas del valle del río Collón Curá, especialmente en el valle inferior, en las cercanías del cañadón del Manzano, que es la localidad tipo. Otros afloramientos importantes se observan en el río Limay, en el arroyo Limay Chico y a lo largo de la cuenca del río Pichileufú.

El Miembro ignimbrítico Pilcaniyeu tiene afloramientos muy visibles al sureste (aguas abajo) del río Collón Curá y en el tramo inferior de la cuenca del arroyo Limay Chico, aguas abajo de la estancia Chacabuco, como también en el río Pichileufú.

Afloramientos menores aparecen en la loma Los Manzanos, al este del arroyo Blanco, en la provincia de Río Negro.

Litología

Esta unidad está integrada por tobas e ignimbritas (figuras 27 y 28). Las primeras son 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 caracteriza por su aspecto moteado, dado por la presencia abundante de cristaloclastos. Son tobas vitrocrystalinas integradas por trizas regulares, filamentosas y de formas redondeadas, huecas, asociadas a fragmentos de pumicita. Tienen la clásica estructura vesicular, que en algunos casos es muy fina y alargada; generalmente, se presentan en tamaños que alcanzan 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, en los que los de dimensiones mayores tienen una tonalidad poco acentuada. 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 también 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 10 centímetros. Las concreciones se deben a soluciones salinas (bicarbonato de calcio), que se han infiltrado a través de los poros primarios de estas rocas piroclásticas, precipitando como carbonato de calcio (calcita) en agregados microcrystalinos o micríticos vinculados con la matriz arcillosa, en mosaicos subesparíticos que rellenan los espacios vacíos de la roca original, o desarrollándose como un único cristal, de contornos adaptados a las oquedades abiertas de los clastos de pumicitas.

Las ignimbritas aparecen como mantos de 5 hasta 20 m de espesor. Su potencia y continuidad ha permitido a algunos autores su consideración como un miembro separado (Miembro Ignimbrita Pilcaniyeu de Rabassa, 1975). Sin embargo, se ha preferido integrar los sectores tobáceo e ignimbrítico de la Formación Collón Curá en una única unidad de mapeo, que ha resultado más adecuada para la escala de trabajo utilizada. Estos flujos piroclásticos son de texturas vítreas a vitrocrystalinas de variada soldadura, de composición dacítica, riodacítica hasta traquíutica. En general, el tono de la roca fresca es blanco a blanco grisáceo, que tiende a rosado en las de composición riodacítica.

En otros sectores es posible identificar las diversas facies o variedades texturales que caracterizan a estos flujos. La superior corresponde a una ignimbrita de color rosado, fuertemente soldada, formada por una base rosada, muy compacta, en la que se observan cristales de feldespatos, cuarzo, biotita y en menor proporción fiames vítreas y otros fragmentos pumíceos alargados y deformados. El sector inferior, blanquecino, corresponde a una ignimbrita menos aglutinada, con grandes cavidades elongadas de entre 3 y 5 cm, con clastos tobáceos incluidos, escasos fiames vítreos y fragmentos pumíceos elongados; también se ven cristales de feldespato, cuarzo y biotita, que caracterizan la mineralogía del conjunto.

La Formación Collón Curá alcanza una potencia aproximada de 200 metros.

Perfil en el arroyo Limay Chico

Como exponente de las características litológicas de la formación, se considera ilustrativo un perfil expeditivo levantado en el curso inferior del arroyo Limay Chico (figura 16).

De oeste a este se observa:

a) Volcanitas (tobas, coladas e ignimbritas) de la Formación Huitrera.

b) El contacto de esa unidad con la Formación Collón Curá se considera que es a través de falla; se puede observar en una pequeña quebrada que vuelca sus aguas hacia el norte, donde asoma un material arcillo-arenoso disgregado, que se interpreta como harina de falla y que correspondería al sector basal de la Formación Collón Curá.

c) Subiendo el faldeo este de esa quebradita aparecen asomos aislados, cubiertos por coluvio, de la Formación Collón Curá, formados por una toba vítrea gris amarillenta, fina, disgregable, con clastos

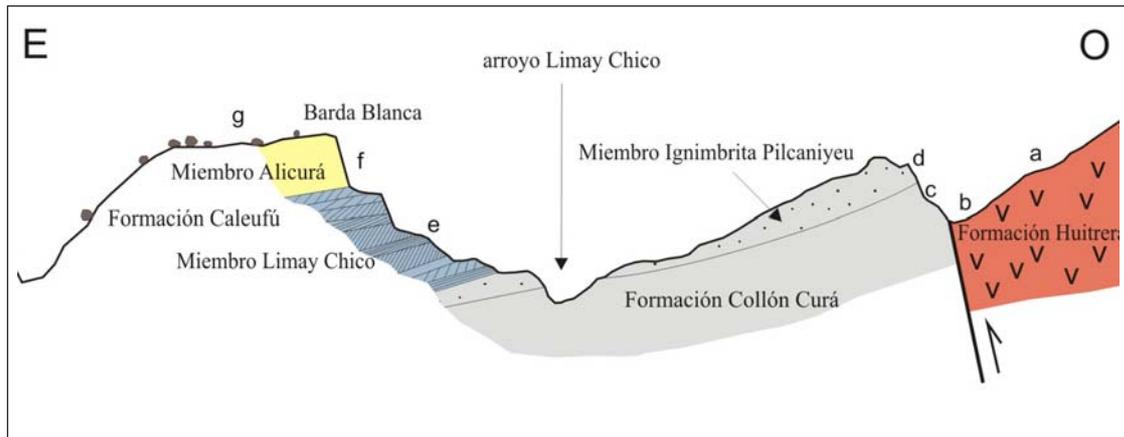


Figura 16. Perfil de la Formación Collón Curá en el arroyo Limay Chico.

de pumicita blanquecina de hasta 3 mm de diámetro, maciza, homogénea y sin estructuras sedimentarias.

d) Cubriendo a «c», aparece la Ignimbrita Pilcaniyeu de color rojo pálido, con desarrollo de textura axiolítica y esferulítica, compacta, de composición dacítica, con un espesor de unos 10 metros. Lateralmente, en niveles inferiores situados en el faldeo opuesto, aparece con menor grado de soldadura, aspecto más tobáceo y con oquedades elongadas.

e) En discordancia continúa el Miembro Limay Chico de la Formación Caleufú. El pasaje está marcado por el abrupto cambio litológico y la presencia de las estructuras sedimentarias de corriente propias de esta última unidad.

Una muestra extraída inmediatamente arriba de ese contacto, en el Miembro Limay Chico, corresponde a una ortotufita gris amarillenta, muy fina, muy friable, con estructura o láminas de corriente. A primera vista podría asimilarse a una sedimentita de origen eólico, pero al microscopio se comprueba que carece, en la mayoría de sus láminas, del alto grado de selección que caracteriza a los depósitos eólicos. La granometría de estas láminas varía desde el tamaño limo hasta arena gruesa, abarcando en consecuencia un espectro de por lo menos 5 grados granométricos, hecho éste que señala una selección pobre.

f) Luego sigue el Miembro Alicurá, compuesto por una sucesión psammítica estratificada, que se halla al pie de la escarpa de erosión de la Barda Blanca, integrada por una sedimentita clástica que macroscópicamente impresiona como si perteneciera a la Formación Collón Curá. Observada al microscopio se comprueba su condición psammítica gruesa, bastante compacta, maciza; constituye una paratufita gris claro, muy fina a muy gruesa, con

frecuentes clastos de pumita blanquecina y ocasionales guijos muy finos a finos (4-9 mm) de matriz polimíctica.

g) En la pendiente de inclinación de este banco (inclina unos 8-10° al NO), cubierta por detritos, se observan enormes bloques, muy irregulares, de volcanitas de la adyacente Formación Huitrera. Parecen corresponder a elementos relícticos, residuales, de la antigua cubierta de material aluvial pedemontano, bajada pleistocena que fuera drásticamente eliminada por la acción erosiva fluvial ejercida por la cuenca de drenaje del arroyo Limay Chico.

La Formación Collón Curá se caracteriza por contener abundante fauna perteneciente a restos de mamíferos «Santacrucense-Friasense» (ver Rabassa, 1975; Bondesio *et al.*, 1980; Pascual *et al.*, 1984; Vucetich *et al.*, 1993).

Relaciones estratigráficas

La base de la Formación Collón Curá está poco expuesta en todo el ámbito de la Hoja. Sin embargo, está claro que la sección inferior ha rellenado las depresiones y valles de un paleorrelieve paleógeno y/o neógeno. En la parte oriental de la hoja, en el ámbito de la provincia de Río Negro, este relleno comenzó con los depósitos de la Formación María Sofía, a la cual sucede la Formación Collón Curá.

La relación discordante de la Formación Collón Curá sobre la Formación María Sofía se ve magnificada engañosamente en los sitios en que esta última aparece con una inclinación primaria; sin embargo, la existencia de un hiato entre ambas unidades, y por lo tanto de una discordancia, surge del hecho de que cualquiera de las facies de la Formación Collón Curá cubre indistintamente a la Formación María Sofía (Nullo, 1979).

En otros sitios, las tobas e ignimbritas de la Formación Collón Curá se apoyan mediante una discordancia erosiva sobre las volcanitas de la Formación Huitrera, relación que se puede comprobar en numerosas localidades de la provincia de Río Negro abarcadas en la Hoja, en cuyo sector oriental también se apoyan sobre el basalto de la Formación Cerro Petiso y rocas del basamento cristalino.

El techo de la Formación Collón Curá está marcado por una discordancia erosiva que la separa del Miembro Limay Chico de la Formación Caleufú (figuras 17 y 27). El contacto entre ambas unidades queda evidenciado por un fuerte contraste litológico entre las tobas claras de la Formación Collón Curá y las areniscas azuladas con muy frecuente estratificación entrecruzada del Miembro Limay Chico. Esta relación se puede observar bien a lo largo de los valles de los ríos Collón Curá y Limay y en el arroyo Limay Chico, entre otros. Sin embargo, la distinción entre las dos unidades puede ser dificultosa en aquellos sitios en que faltan los bancos de epiclastitas basales de la Formación Caleufú y están localmente reemplazados por estratos tobáceos de apariencia muy similar a los de la Formación Collón Curá.

Edad y correlaciones

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 «semejante a la formación santacruceña» (Roth (1899: 156).

La revisión de las comunidades de vertebrados hallados en esta unidad, sumado a nuevos hallazgos, llevó a considerarla del Mioceno medio, asignándola a la edad mamífero Friasense (Pascual y Odreman Rivas, 1971; Bondesio *et al.*, 1980; Pascual *et al.*, 1984).

Esta asignación temporal ha quedado ratificada por el resultado de numerosas dataciones radimétricas, como las realizadas en muestras de la facies piroclástica, que dieron valores de 11 ± 1 Ma (González Díaz y Nullo, 1980).

Rabassa (1975) realizó un estudio radimétrico K/Ar en un concentrado de biotita del Miembro Ignimbrítico Pilcaniyeu que arrojó un valor de 15 Ma. Más tarde, Mazzoni y Benvenuto (1990) obtuvieron edades de 14.1 Ma. Dataciones de muestras de tobas obtenidas de la base de esta unidad dieron edades más jóvenes, de entre 10.7 Ma y 11.5 Ma (Cazau *et al.*, 1989).



Figura 17. Vista panorámica de las formaciones aflorantes en la ladera oriental del valle del río Collón Curá.

Por lo anteriormente expuesto, y en coincidencia con lo interpretado en hojas vecinas (Giacosa *et al.*, 2005), se adopta para la Formación Collón Curá en su conjunto una edad del Mioceno medio basal – Mioceno tardío basal (Langhiano-Tortoniano).

2.4.2.3. Mioceno medio – Plioceno inferior

Formación Caleufú (20 a,b,c)

Areniscas, tobas, tufitas, conglomerados, basaltos, ignimbritas y pelitas.

Antecedentes

La Formación Caleufú fue propuesta por González Díaz *et al.* (1986) a partir de una reinterpretación de las formaciones Río Negro y Alicurá, en la que ambas unidades sedimentarias fueron atribuidas a un único ciclo agradacional continental neógeno 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 asemejaba 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 estas sedimentitas.

Por otra parte, la denominación de Formación Alicurá fue aplicada por Dessanti (1972) para identificar las arenas, gravas, rodados y bloques que se extienden principalmente en la pampa de Alicurá, constituyendo una planicie de agradación disectada y cubierta por basaltos holocenos. Estos depósitos fueron interpretados como glacifluviales (González Díaz y Nullo, 1980) o como correlativos de los Rodados Tehuelches (Dessanti, 1972). Nullo (1979) y González Díaz y Nullo (1980) consideraron que esta unidad era más moderna que los basaltos de la Formación Chenqueniyeu 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 Alicurá. 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 (Nullo, 1979).

Turner (1973) incluyó las tobas grises del Colloncurensis de Groeber (1929) como Miembro Inferior y las Areniscas Azuladas de Galli (1969) como Miembro Superior de la Formación Chimehuín, criterio que fue seguido por Cucchi *et al.* (2006) en la Hoja Junín de los Andes. Sin embargo, González Díaz y Riggi (1984) cuestionaron la validez de esa unidad, dada su total correspondencia con dos formaciones preexistentes y perfectamente diferenciables, Collón Curá y Río Negro.

Finalmente, González Díaz *et al.* (1986) reinterpretaron la posición estratigráfica del basalto Chenqueniyeu con respecto a las formaciones Río Negro y Alicurá y además propusieron un pasaje gradual entre ambas (figura 18). Establecieron así una única unidad, la Formación Caleufú, dividida en dos miembros: Limay Chico y Alicurá. 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 Alicurá. 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 a tardío.

Miembro Limay Chico (20 a,b)

Este miembro está compuesto principalmente por areniscas, tufitas, conglomerados y pelitas (20a en el mapa geológico), con 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 (figuras 19, 27 y 28). En algunas localidades, como en el perfil de La Rinconada, hay tobas e ignimbritas en su parte superior. El Miembro Limay Chico incluye además lavas y diques basálticos alojados cerca de su base, identificados en el mapa geológico como 20b.



Figura 18. Contacto entre los Miembros Limay Chico y Alicurá, expuesto en la margen sur del arroyo Quemquemtreu.

Distribución areal

Su perfil tipo se sitúa en la margen derecha del río Caleufú (González Díaz *et al.*, 1986). Otros perfiles también descritos por estos autores están ubicados en el arroyo Limay Chico, 6 km aguas arriba de su desembocadura en el río Limay, en La Rinconada, en el cerro Mirador sobre la margen izquierda del río Chimehuín y en la margen derecha del río Collón Curá cerca del camino de acceso a la estancia Alicurá.

En términos generales, las exposiciones del Miembro Limay Chico aparecen al este de la falla inversa que se observa en la cuenca media y superior del arroyo Limay Chico, y están limitadas hacia el este por un sistema de fallas que controlan el drenaje de la cuenca del Collón Curá-Aluminé (González Díaz *et al.*, 1986). Queda así definida una depresión tectónica o fosa de Collón Curá, con un relleno asimétrico ya que los mayores espesores de la Formación Caleufú se registran hacia el oeste, superando los 300 m en el valle del río Caleufú (González Díaz *et al.*, 1986).

La facies ignimbrítica del techo del Miembro Limay Chico aparece en el sector andino, y está presente al este de la estancia El Porvenir y en el río Chimehuín cerca de Junín de los Andes. Fuera de la Hoja, en el valle del río Chimehuín, las ignimbríticas forman un banco continuo de 15 m de espesor en la parte superior del cordón que une los cerros de La Virgen, Mesa (Tipilihuque) y Santa Julia. En el sector extraandino, la facies ignimbrítica está ausente (González Díaz *et al.*, 1986, 1990).

Los basaltos que se intercalan cerca de la base del Miembro Limay Chico aparecen aguas arriba

de la confluencia de los ríos Chimehuín y Collón Curá, 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). También afloran en la cañadón El Manzano, unos 5 km aguas arriba de su desembocadura en el río Collón Curá (Galli, 1969).

Litología

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 compuestas por materiales epiclásticos y piroclásticos en proporciones variables; los componentes piroclásticos son más abundantes hacia el techo y en 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 vi-

drio 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 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. Cuando se produce alternancia de colores entre láminas claras de material piroclástico (trizas y pumitas) y oscuras de material epiclástico (fragmentos líticos), la estratificación se observa con más nitidez.

La presencia de un manto basáltico en el Miembro Limay Chico ha sido documentada en el valle del río Collón Curá; aunque 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 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. El basalto es vesicular, de color gris oscuro, constituido por fenocristales de plagioclasa y olivina serpentizada, en una pasta intersertal ferruginosa.

Miembro Alicurá (20c)

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 en el perfil del río Caleufú, hasta 360 m siguiendo el mismo río, en la estancia Caleufú.

Distribución areal

La distribución regional del Miembro Alicurá tiene una forma triangular, con su base sur siguiendo el río Limay y su extremo norte cerca del paralelo 40° S (González Díaz y Nullo, 1980).

Litología

Los clastos de los conglomerados del Miembro Alicurá presentan 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) y cretácico (gris-verdosos, hornblendo-biotíticos). 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 3 m de diámetro. Se ha descrito un aumento en el tamaño de los bloques hacia arriba en la sucesión (González Díaz *et al.*, 1986). Los clastos de estas pséfitas se caracterizan por un 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 (figura 19).

Relaciones estratigráficas de la Formación Caleufú

El pasaje de la Formación Collón Curá al Miembro Limay Chico de la Formación Caleufú está marcado por la disimilitud litológica, el cambio en las estructuras sedimentarias, el origen de sus componentes clásticos, la diferencia de los ambientes de sedimentación y, finalmente, por una discordancia erosiva (González Díaz y Riggi, 1984). La homogeneidad litológica, el aspecto macizo, la composición piroclástica y el color claro y uniforme de la Formación Collón Curá permiten contraponerla a la Formación Caleufú, que contiene características estructuras sedimentarias de origen fluvial (González Díaz *et al.*, 1986).

La discordancia erosiva que separa a las unidades, ya documentada por Galli (1969), se observa por ejemplo en la margen derecha del río Collón Curá, al norte de la desembocadura del río Caleufú. Allí, el Miembro Limay Chico está compuesto por conglomerados y tufitas que se apoyan sobre tobas claras y macizas de la Formación Collón Curá. Al

pie de estas tobas, y semicubiertas, aparecen tobas castaño-amarillentas con paleosuelos, portadoras de nidos de vespídos y escarabeidos, paralelas a las irregularidades del relieve (González Díaz *et al.*, 1986).

En una loma situada al sur-sureste del casco de la estancia Collón Curá se observa que los conglomerados del Miembro Limay Chico se apoyan sobre las tobas de la Formación Collón Curá, y que dichos conglomerados contienen, como clastos, las

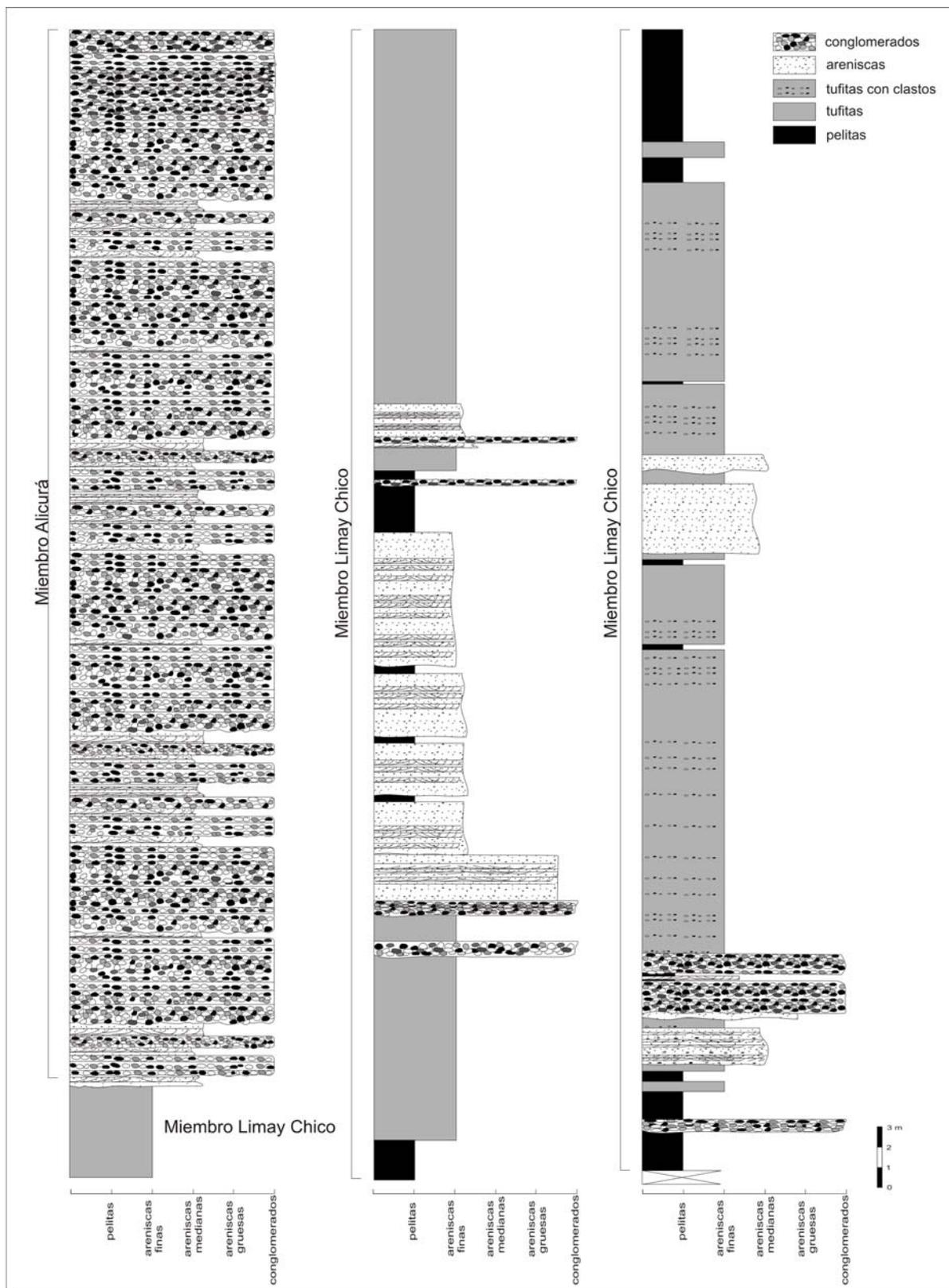


Figura 19. Perfil de la Formación Calefú en el río del mismo nombre.

concreciones carbonáticas del techo de la unidad tobácea.

La discordancia erosiva también fue observada en la quebrada del Manzano y en La Rinconada.

El pasaje del Miembro Limay Chico al Miembro Alicurá está indicado 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 Alicurá, predominantemente psefítico y poco consolidado, muestra hacia la base intercalaciones cada vez más abundantes, lentiformes, de areniscas o tufitas similares a las que constituyen el Miembro Limay Chico.

La Formación Caleufú está cubierta en discordancia por efusiones lávicas de la Formación Chapelco y más modernas, como las de los basaltos del cerro Puntudo Grande y Cerro Moro.

En las inmediaciones del puesto Calderón se observa una discordancia erosiva entre el Miembro Alicurá y un abanico aluvial de probable edad pleistocena (González Díaz *et al.*, 1986). El techo del Miembro Alicurá suele estar representado por una superficie de erosión o pedimento, que a su vez está cubierto por gravas y arenas. Esta superficie constituye las pampas de Alicurá y Nestares, con gran desarrollo entre los 900 y 1000 m de altura.

Localmente, la pedimentación ha eliminado el Miembro Alicurá, 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 puntualizaran González Díaz *et al.* (1986), estos conglomerados pueden ser erróneamente atribuidos al Miembro Alicurá, o bien los basaltos pueden interpretarse como interpuestos entre ambos miembros.

Edad y correlaciones de la Formación Caleufú

La presencia abundante de sedimentos de origen piroclástico en la Formación Caleufú indica su contemporaneidad con un episodio volcánico explosivo, cuyos materiales fueron retrabajados por procesos fluviales, con aporte de piroclastos primarios (González Díaz *et al.*, 1986). Aunque el aporte piroclástico es mucho menor que en la subyacente Formación Collón Curá, no puede ignorarse su presencia. La fuente del material podría ser el

volcanismo que se desarrollaba contemporáneamente en la región de los Andes chilenos, una de cuyas manifestaciones son las andesitas de la Formación Aseret (Turner, 1973); la subyacente Formación Collón Curá como fuente principal de material piroclástico puede descartarse en función de que estas rocas tienen menor tamaño de grano que el alcanzado por los clastos de la Formación Caleufú (González Díaz *et al.*, 1986). Por otra parte, las fuentes de proveniencia del material epiclástico han sido atribuidas a la erosión de complejos volcánicos cercanos (Formación Huitrera) y de granitos, como Los Machis y Mamil Choique (González Díaz *et al.*, 1986).

Intentos de datar el basalto de la sección basal de la Formación Caleufú que aflora en el puesto Álamo dieron resultados negativos, ya que resultaron en 20 ± 4 Ma (K/Ar), edad más antigua que la subyacente Formación Collón Curá (González Díaz *et al.*, 1990). Por su posición estratigráfica cercana al techo de la Formación Collón Curá este basalto fue considerado equivalente del Basalto I, Palaocolitense (Groeber, 1946), Formación Palaoco o Formación Rancahué (Turner, 1973).

González Díaz *et al.* (1990) obtuvieron además edades K/Ar de dos tobas intercaladas en el Miembro Limay Chico, que arrojaron valores coincidentes de 14 ± 1 Ma, y de la facies ignimbrítica del techo de este miembro en el arroyo homónimo, que dio 8 ± 2 Ma.

González Díaz *et al.* (1990) informaron también sobre el hallazgo de placas de gliptodontes en el tramo superior del Miembro Limay Chico, altimétricamente por encima de las tobas datadas en 14 ± 1 Ma. Si bien no se determinó género y especie, las placas fueron comparadas con otros elementos «pan-araucanienses», presentes en unidades asignadas al Chasiquense, Huayqueriense y Montehermosense (Mioceno-Plioceno).

La Formación Caleufú en su conjunto representa así un ejemplo de secuencia granocreciente depositada en un frente orogénico, controlado por los cambios de velocidades de ascensos relativos de los bloques involucrados (González Díaz *et al.*, 1986). La depositación de la Formación Caleufú coincidiría entonces con la Fase Quéchuica de la orogenia Andina, registrada en el Mioceno tardío. Esto concuerda con las edades K/Ar en tobas e ignimbritas, que permitirían situar el Miembro Limay Chico en el Mioceno medio a tardío; en tanto que el Miembro Alicurá podría llegar hasta el Plioceno inferior.

2.4.2.4. Plioceno inferior

Formación Chapelco (21)

Basaltos, andesitas y brechas volcánicas.

Antecedentes

Groeber (1929), en su extenso estudio geológico de toda la provincia del Neuquén, mencionó como Basalto I a los basaltos que se hallan en la parte alta de la serranía de Chapelco, en tanto que en otro trabajo (1946) los adjudicó al Palaocolitense superior.

Posteriormente, esta unidad fue descripta como «rocas volcánicas del Chapelco» por Martínez (1958), quien así designó a las lavas y brechas de basaltos y andesitas que forman la cúspide de todo el cordón de Chapelco, al sureste de la ciudad de San Martín de los Andes, unidad que fue formalizada por Dessanti (1972) con el nombre de Formación Chapelco.

Escosteguy *et al.* (2008) y Escosteguy y Franchi (2010) analizaron la edad de la Formación Chapelco y su relación estratigráfica con las unidades de la cuenca del río Collón Curá.

Distribución areal

La Formación Chapelco tiene su mejor exposición en la parte alta del cordón de Chapelco (figura 20), esto incluye la meseta Alta y los cerros Chapelco

y Azul. Hacia el este del cordón se extiende hasta la pampa de las Horquetas y al norte, aflora desde los cerros del Castillo y Corral de Piedra hacia el este.

Otros asomos se hallan al sur de los lagos Meliquina y Filo Hua Hum, en los cerros Ezpeleta, De la Mesa, Mesa, Mallín de la Cruzada y Mallín Grande.

Litología

Esta unidad está constituida por una potente sucesión de coladas de basaltos y andesitas que alcanzan aproximadamente 480 m de espesor en el cerro Chapelco (2394 m s.n.m.), que es un remanente eruptivo desmantelado por la erosión (Dessanti, 1972), en tanto que otros centros corresponden a los cerros Azul y Castillo.

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 por carbonatos y arcillas, mafitos prismáticos, que a juzgar por el hábito se trata de piroxeno, también con reemplazos por carbonatos y cloritas, y minerales opacos. La pasta (99 %) está compuesta por microlitos delgados de plagioclasas suborientadas. En los intersticios hay abundantes gránulos de minerales opacos, cristales de piroxeno, agregados arcillosos y carbonatos micríticos. Se observan gran cantidad de amígdalas de cuarzo, en las de mayor tamaño participan agregados cloríticos y carbonatos.



Figura 20. La Formación Chapelco en la parte alta del cordón homónimo.

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 %) son de andesina, augita y minerales opacos e hipersteno. La pasta (90 %) está constituida por labradorita, augita y minerales opacos con una leve alteración clorítica. 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 apatito. La augita presenta cristales euhedrales a subhedrales, suele formar cumulos junto a la andesina. El hipersteno está en pequeños cristales euhedrales. La pasta está constituida por delgadas microlitas de labradorita orientadas en forma subparalela junto a abundantes gránulos de piroxeno y de minerales opacos. Intersticialmente se observa una microfelsita levemente alterada a agregados cloríticos, compuesta por feldespato alcalino, analcima y gránulos de apatita. Hay 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.

Al norte del cordón de Chapelco las andesitas son de color gris y 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, apatita, minerales opacos y secundarios.

En las nacientes del arroyo Quemquemtreu se ha observado notable disyunción columnar (figura 21) y aglomerados volcánicos en el cerro Castillo.

Relaciones estratigráficas

La Formación Chapelco se apoya en discordancia angular, suave o marcada de acuerdo al sector, sobre la Formación Huitrera y en discordancia erosiva sobre la Formación Caleufú (figura 27). La suprayacen lavas del Basalto Cerro Puntudo Grande, al oeste del cordón de Chapelco.

Edad y correlaciones

Groeber (1929) asignó una edad miocena al Basalto I, equivalente a la Formación Chapelco. Por

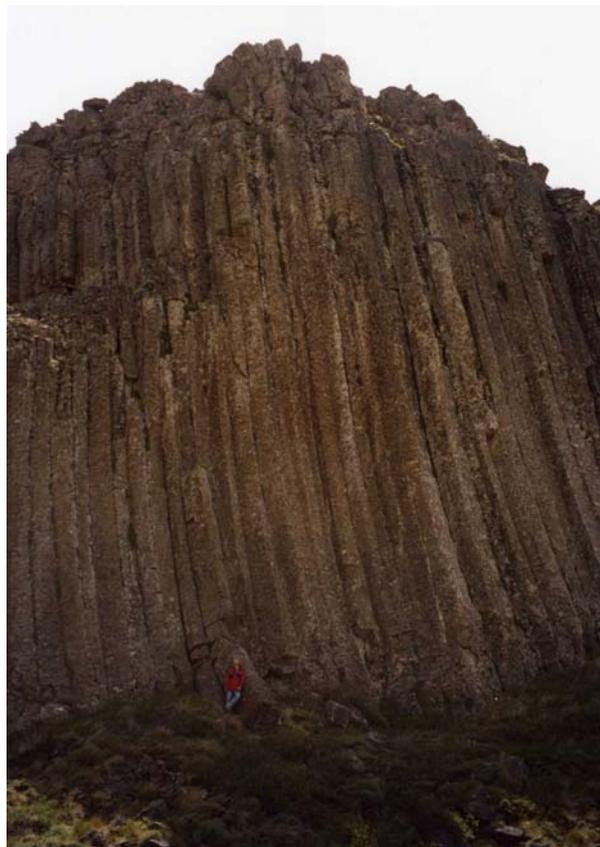


Figura 21. Disyunción columnar de la Formación Chapelco en el arroyo Quemquemtreu.

su parte Dessanti (1972) le asignó a la Formación Chapelco una edad pliocena superior-pleistocena inferior a partir de la relación estratigráfica con la unidad subyacente, Formación Caleufú. 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.

La Dirección Nacional del Servicio Geológico-Secretaría de Minería 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 (Linares y González, 1990). Este cerro se halla a dos kilómetros al sur de Quila Quina, relativamente cerca del cordón de Chapelco, por lo que se interpreta que estas lavas formarían parte de esta unidad.

Escosteguy y Franchi (2010) realizaron dataciones radimétricas K/Ar sobre roca total de tres muestras de basaltos, dos de ellas obtenidas del filo del cordón de Chapelco, al sur del cerro Teta, las que dieron $4,2 \pm 0,2$ y $3,7 \pm 0,3$ Ma. La tercera fue extraída del arroyo Auquinco y dio $4,8 \pm 0,3$ Ma. Afirmaron que la Formación Chapelco no es parte de la Forma-

ción Huitrera y que las rocas de la base de esta unidad son más modernas que el Miembro Alicurá de la Formación Caleufú.

Por lo tanto, en este trabajo, sobre la base de los estudios radimétricos y las observaciones de campo, la Formación Chapelco se adjudica al Plioceno inferior.

Basalto Chenqueniyeu (22)

Basaltos.

Antecedentes

Al sur de la Hoja San Martín de los Andes, González Bonorino (1944), en la Hoja 41b, Río Foyel (provincia de Río Negro), describió un conjunto de lavas basálticas con el nombre de Basalto Chenqueniyeu, aflorantes en la meseta homónima. Posteriormente, Rabassa (1974) y Nullo (1979) extendieron esta denominación a basaltos situados en la región de la cuenca del río Pichileufú. Varios de estos fueron red denominados por Giacosa *et al.* (2005) como Formación Campana (Ravazzoli y Sesana, 1977).

En el sector noreste del área de este trabajo, Galli (1969) describió a rocas semejantes con la antigua denominación de Basalto II (Groeber, 1929). Estos mismos afloramientos continúan hacia el norte, fuera de la Hoja, en los alrededores de la estancia La Rinconada, y fueron descriptos por Turner (1973) como Formación Tipilihuque.

En este trabajo se opta por denominarlos en su conjunto como Basalto Chenqueniyeu, respetando la regla de prioridad del Código de Nomenclatura Estratigráfica.

Distribución areal

Los afloramientos más extensos se localizan en el sector de la provincia de Río Negro, en los alrededores de la cuenca del río Pichileufú. En el sector occidental de este río, las rocas de esta unidad forman la meseta del Portillo, la planicie de Panquehuau (figura 22) y una meseta situada al NO de Corralito. Hacia el sector oriental, se halla un afloramiento que va desde el curso de este río y cañadón Blanco hasta la estancia San Pedro.

El afloramiento más extenso forma una franja N-S desde el cerro Mariana, al norte, hasta las cercanías del cerro Flamiché, al sur.

En el sector de la provincia del Neuquén, se localizan afloramientos en los alrededores de la loma Ranquel Huao y en la confluencia de los ríos Collón Curá y Limay. Al noreste de la Hoja, estas rocas afloran en la pampa de La Horqueta, al norte de la estancia Collón Curá.

Litología

El Basalto Chenqueniyeu está constituido por una sucesión de coladas de basaltos olivínicos, compactos, de color gris oscuro a negro, de fractura



Figura 22. Coladas del Basalto Chenqueniyeu sobre los estratos claros de la Formación Caleufú en la meseta de Panquehuau.

subconcoidea y de pasta fina. Son en general bastante vesiculares, con vesículas rellenas por ceolitas, carbonatos de calcio y óxidos de hierro. Alcanzan espesores muy variables entre 6 y 30 metros.

Los basaltos tienen textura porfírica con pasta intersertal. Los fenocristales son de olivinas subhedrales, que alcanzan 1 a 2 mm de diámetro, y plagioclasas (labradorita) de menor tamaño, de hábito tabular. La pasta está constituida por plagioclasa, abundante olivina, iddingsita, minerales de alteración de minerales ferromagnesianos (serpentina y bowlingita), pequeños óxidos de hierro y minerales opacos.

En los alrededores del cerro Mariana, Nullo (1979) describió al microscopio una brecha volcánica de color negro, afanítica, en la que predomina una mesostasis de vidrio de composición básica, olivinos y opacos, desvitrificada y en parte transformada en feldespato potásico; forma esferulitas, sin fluidalidad.

Leanza y Leanza (1979) describieron un basalto en la pampa de la Horqueta, de textura porfírica con pasta intergranular a subofítica, en la que se observan fenocristales de olivina y labradorita; la pasta a su vez está constituida por titanogaugita y tablillas de plagioclasa.

Al norte de la Hoja, en los cerros Santa Julia y Capaollanca, Turner (1973) dio a conocer la litología de la Formación Tipilihuque, constituida en general por mantos basálticos y tobas; sólo excepcionalmente se encuentra una colada de andesitas.

En algunos lugares, como el que se puede apreciar a 5 km al sur de Paso Flores, se puede observar el desarrollo de disyunción columnar (figura 23).

Diques de basaltos y brechas basálticas subverticales de 1 a 2 m de potencia que intruyen a las tobas de la Formación Collón Curá fueron observados al sur de la Hoja, en las nacientes del río Pichileufú (figura 24).

Cerca del embalse de Piedra del Águila hay un cono volcánico de esta unidad.

Relaciones estratigráficas

Los mantos del Basalto Chenquenyeyu fluyeron sobre diversas unidades. Están en discordancia angular suave sobre la Formación Caleufú y marcada, de acuerdo al sector, sobre las formaciones Cushamen, Lipetrén, Paso Flores, Huitrera y Collón Curá. A esta última también la intruye.

En la pampa de La Horqueta esta unidad está cubierta por el Basalto del cerro La Horqueta.

Edad y correlaciones

Ardolino *et al.* (1999) incluyeron al Basalto Chenquenyeyu en el ciclo volcánico acaecido en el Mioceno terminal-Plioceno, entre 8 y 1,6 Ma.

Al referirse concretamente a la edad de Chenquenyeyu, González Díaz y Nullo (1980) le asignaron una edad pliocena superior, en virtud de los datos obtenidos de dataciones que arrojaron edades de $2,5 \pm 1$ y $3,5 \pm 0,5$ Ma en el cerro Mirador (González Bonorino, 1974), 3,2 y 2,0 Ma en el cerro Tronador (Greco, 1975) y 3,0 Ma en el basalto Comallo (González Bonorino y Rabassa, en Rabassa, 1974).

Las lavas de la Formación Tipilihuque, con la que se correlaciona esta unidad, fueron referidas



Figura 23. Disyunción columnar desarrollada en el Basalto Chenquenyeyu al sur del Paso Flores.



Figura 24. Dique del Basalto Chenqueniyeu intruyendo depósitos piroclásticos de la Formación Collón Curá en un área cercana a Paso de los Molles, en el río Pichileufú.

por Turner (1973) al Plioceno superior, en tanto que una datación más reciente de esta unidad realizada por Ré *et al.* (2000) le otorgan una edad de $6,2 \pm 1,8$ Ma, en la pampa de Lonco Luan, que si bien los autores consideran incierta, concuerda con otra de $6,2 \pm 0,3$ Ma (en Ré *et al.*, 2000), propia del Mioceno superior.

Giacosa *et al.* (2005) en la Hoja 4172-IV, San Carlos de Bariloche, correlacionaron estos basaltos con los de la Formación Campana (Ravazzoli y Sesana, 1977).

En este trabajo también se correlaciona al Basalto Chenqueniyeu con los basaltos de la Formación Chapelco. Este argumento está basado en las edades radiométricas obtenidas, entre $4,2 \pm 0,2$ y $3,7 \pm 0,3$ Ma en esta última y en la relación estratigráfica que tienen ambas unidades con la Formación Caleufú.

En conclusión, al Basalto Chenqueniyeu, en esta Hoja, se le asigna una edad pliocena inferior.

2.4.2.5. Plioceno superior

Formación Los Pinos (23)

Riolitas.

La Formación Los Pinos fue propuesta por Escosteguy y Franchi (2010) para reunir grandes cuerpos de volcanitas ácidas ubicados al noreste de San Martín de los Andes.

El afloramiento tipo de esta unidad se ubica en el cerro de los Pinos (figura 25), en los campos de la estancia homónima, al noreste de la confluencia de los ríos Chimehuín y Quilquihue. Otros asomos están situados al norte de este último curso, confor-

mando el cerro Chenques y otros innominados. Geomorfológicamente constituyen 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 gris rosadas, porfíricas y con numerosas oquedades. Los fenocristales son traslúcidos, de hasta 0,5 centímetros. Presenta bandeamiento dado por la existencia de lentes alargados de coloración clara.

Al microscopio se observa una textura porfírica, fluidal y vesicular, con fenocristales de sanidina

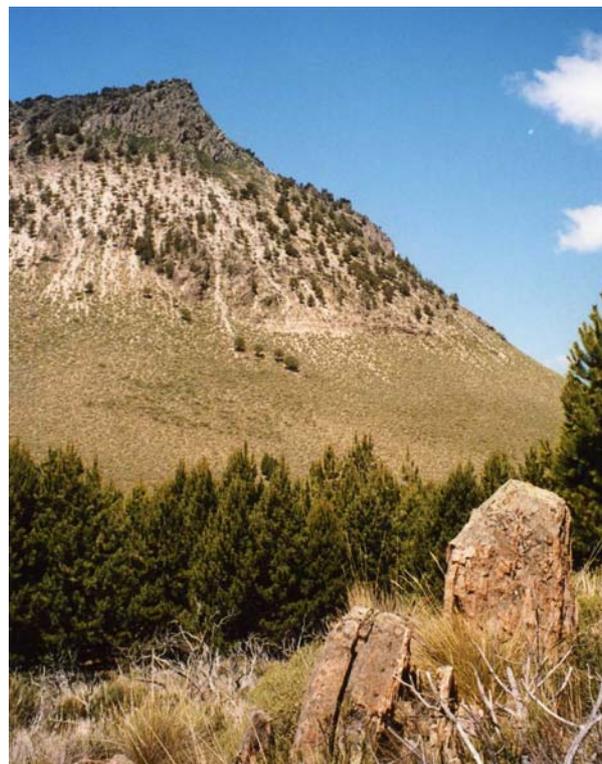


Figura 25. Asomos riolíticos de la Formación Los Pinos en el cerro homónimo.

euhedrales a subhedrales límpidos, oligoclasa euhedrales a subhedrales de menor tamaño, maclados y con zonación múltiple oscilatoria y escasa biotita reabsorbida por minerales opacos. La pasta es de textura felsítica, fluidal y muy vesiculada. Se distinguen microlitos de feldespato de hábito tabular corto con orientación paralela. Se observan abundantes esferulitas de feldespato. 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 Caleufú, se considera una edad pliocena superior para esta unidad.

2.4.3. NEÓGENO – CUATERNARIO

2.4.3.1. Plioceno-Pleistoceno

Formación Paso Mirador (24)

Basaltos olivínicos y piroclásticas.

Antecedentes

González Díaz (1975) incluyó con el nombre Formación Cerro Mirador las emisiones basálticas que se localizan en los alrededores del cerro homónimo, en el área limítrofe argentino-chilena. Posteriormente, González Díaz (1979) formalizó esta unidad como Formación Paso Mirador.

Son escasos los antecedentes de esta unidad. En territorio chileno, Lara *et al.* (2001) trataron estas rocas, como parte de un trabajo más amplio sobre la geocronología K-Ar y geoquímica del volcanismo plio-pleistoceno.

Distribución areal

Esta unidad aflora en el suroeste de la Hoja, en la región del paso fronterizo Cardenal Samoré (ex paso Puyehue) entre Argentina y Chile, en los cerros Mirador (1823 m), Pantoja (1897 m) y Ceniza (1823 m).

Litología

Esta unidad está constituida por varias coladas de basaltos y material piroclástico. La roca dominante es un basalto olivínico de color gris oscuro a negro,

de textura porfírica seriada con pasta intergranular gruesa, en parte subofítica. Los fenocristales son de olivina, clinopiroxeno y plagioclasa de composición labradorita, tabular, con maclas de Albita y Albita-Carlsbad, a veces zonal, con alteración a ceolitas siguiendo las líneas de fracturas. Los clinopiroxenos son de hábito prismático, incoloros a verdes y a veces maclados, y en algunos casos forman halos alrededor de la olivina, que es incolora a verde pálido, en general fresca o con parcial alteración a iddingsita y/o goethita. La pasta está constituida por plagioclasa, clinopiroxeno, olivina y vidrio. Los minerales opacos, en cristales subhedrales a anhedrales, se encuentran diseminados por toda la muestra.

Los cerros Pantoja y Mirador son aparatos volcánicos centrales, el primero conservó el cuello volcánico (*neck*), y ambos han preservado las coladas de flanco que se han derramado cubriendo el paleorelieve constituido por rocas de las formaciones Montes de Oca y Coluco. Estas coladas fueron fuertemente erosionadas principalmente por la acción glaciaria.

González Díaz (1975) observó, en el faldeo sur de las nacientes del río del Machete, la interposición de una gruesa acumulación piroclástica que cubre el relieve prebasáltico.

Relaciones estratigráficas

Las coladas de lava de la Formación Paso Mirador cubren en discordancia un paleorelieve labrado sobre volcanitas de la formación Montes de Oca y granitos de la Formación Coluco, y las suprayacen depósitos aluviales y coluviales.

Edad y correlaciones

González Díaz (1975) realizó estudios radimétricos K/Ar de esta unidad que dieron entre 2,5 y 3,5 Ma (Plioceno) y la correlacionó con las coladas del Basalto II (Groeber, 1929).

La Formación Paso Mirador se correlaciona con coladas basálticas de la Formación Tronador ubicada al sur de la Hoja San Martín de los Andes, en el monte Tronador (aproximadamente 41°10'S-72°16'O), cuyas rocas dieron edades entre 1,32 y 1,39 Ma (Rabassa y Evenson, 1996) y 3,2 ± 2,0 Ma (Giacosa *et al.*, 2005).

En territorio chileno, los volcanes Pantoja y Mirador fueron asignados por Lara *et al.* (2001) al Plioceno superior-Pleistoceno, sobre la base de geocronología K-Ar y geoquímica.

Siguiendo los anteriores antecedentes, se le asigna a esta unidad una edad plioceno-pleistocena.

Formación Aseret (25)

Andesitas y basaltos olivínicos.

Antecedentes

La Formación Aseret fue propuesta por Turner (1965a, 1973) para reunir coladas de lavas andesíticas y basálticas ubicadas en los cerros de Las Planicies y Aseret, al norte del lago Lolog, próximos al límite con Chile, fuera del área de la Hoja San Martín de los Andes.

Distribución areal

Los mejores afloramientos de esta unidad se localizan al norte, fuera de esta Hoja. En la comarca los asomos son muy reducidos, y están situados al norte y sur del lago Lolog.

Litología

Esta unidad está compuesta por una sucesión de coladas andesíticas y basálticas, con una potencia total que varía entre 15 y 100 metros.

La andesita es de color gris plomo a oscuro con tonalidades rojizas producto de la meteorización, maciza, con textura porfírica, de fractura irregular. Los fenocristales son de plagioclasa blanquecina de hasta 5 mm de diámetro y, escasos, de cuarzo. La pasta intersertal predomina sobre los fenocristales, compuesta por plagioclasa, cuarzo y óxidos de hierro.

Los basaltos son olivínicos, de color gris oscuro, de textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa, olivina y clinopiroxeno. La pasta afanítica está formada por plagioclasas, clinopiroxenos, opacos y olivinas.

Al norte, fuera de la Hoja, muestras que proceden del cerrillo de los Cazadores y de los mallines de los Ciervos, cercanos al cerro Aseret, son basaltos olivínicos con fenocristales de labradorita media y olivina dentro de una pasta intersertal compuesta por microlitas de labradorita más ácida, separada por cristalitas de piroxeno y cubos de magnetita. En cambio, la muestra procedente del cerro del portezuelo de Auquinco, próxima al arroyo del Escorial, es una andesita propilitizada, con calcita, clorita, epidoto y cuarzo (Cucchi, 1998).

Relaciones estratigráficas

Las coladas de la Formación Aseret se derramaron sobre el Complejo Colohuincul.

Edad y correlaciones

Turner (1965b, 1973) consideró que las coladas de esta unidad son de edad pliocena, basado en la correlación que realizó con el Basalto II de Groeber (1946).

Las rocas de la Formación Aseret se correlacionan con las volcanitas del volcán Pirehueico, ubicadas al noroeste del cerro Aseret (límite con Chile) a las que Lara y Moreno (2000) les asignaron una edad K/Ar en roca total de $1,5 \pm 0,7$ Ma.

Dentro del ámbito de esta Hoja se correlaciona esta unidad con los eventos volcánicos que generaron las lavas de las formaciones Chapelco y Paso Mirador. Por ello y por las edades radiométricas mencionadas se la asigna al Plioceno-Pleistoceno.

2.4.3.2. Plioceno superior – Holoceno inferior

Depósitos glaciares indiferenciados (26)

Till, bloques, gravas y arenas.

Esta unidad está constituida por depósitos de till compuestos por material que varía desde limo hasta bloques de rocas plutónicas, volcánicas y piroclásticas. Abundan las gravas sin selección, subangulares y subredondeadas, generalmente con una matriz arenosa.

Determinada por la escala de trabajo, sólo se han mapeado los depósitos más importantes y de mayor tamaño, en tanto que los menores, numerosos y diseminados a lo largo de todos los valles de la faja cordillerana bajo una densa cobertura vegetal que enmascara los asomos, no fueron representados.

La mayoría de los depósitos están vinculados con morenas terminales, por lo que se presentan como cuerpos cordoniformes, algunos de ellos dispuestos concéntricamente a partir de los extremos orientales de los lagos. Otros, relacionados con morenas de fondo, se encuentran en las partes más bajas de los valles, muy disectados por la erosión fluvial.

Los depósitos mejor preservados corresponden a morenas terminales (frontales y laterales), entre estos se destacan los de las lenguas glaciares del lago Nahuel Huapí, que se pueden observar en El

Anfiteatro frente al río Limay, sobre la ruta nacional 237 camino a San Carlos de Bariloche.

La Loma Atravesada de Taylor es prácticamente todo un depósito glaciario, relacionado con los avances de los hielos provenientes del sector del lago Lácar. Otros se localizan en las cercanías, en el río Quilquihue y en el lago Lolog, sobre rocas de la Formación Los Machis y del Complejo Colohuincul.

En el cordón de Chapelco, hacia el este del aparato volcánico del cerro Puntudo Grande se hallan dos depósitos glaciarios bastantes recientes, bien conservados y cordoniformes.

En la isla Victoria y en la península Quetruhue los depósitos cubren volcanitas paleógenas. Otros depósitos se localizan a partir de las orillas orientales de los lagos Hermoso, Meliquina, Filo Hua Hum y Traful, muy disectados por la acción fluvial.

Flint y Fidalgo (1963) y Rabassa *et al.* (1986) establecieron la presencia de tres glaciaciones en la región del lago Nahuel Huapi, que habrían comenzado a fines del Plioceno

Fidalgo y Rabassa (1984) consideraron al Drift Pichileufú (Flint y Fidalgo, 1963) que pertenece al sistema glaciario externo de la región del Nahuel Huapi, del Pleistoceno superior. Rabassa y Evenson (1996) sugirieron que algunas unidades del Drift Pichileufú podrían ser del Pleistoceno inferior o aún del Plioceno final.

Los depósitos que se localizan sobre el cerro Puntudo Grande es muy probable que correspondan al Neoglacial. De acuerdo con estos últimos datos se asignan los depósitos glaciarios al Plioceno superior a Holoceno inferior.

2.4.3.3. Pleistoceno

Depósitos glacifluviales y glacialacustres (27)

Gravas, arenas y limos.

Los depósitos glacifluviales tienen geometría tabular, están subhorizontales y constituidos por guijas esféricas y redondeadas, arenas y sedimentos finos, limosos y limo-arcillosos, de color gris a blanquecino y tienen estratificación horizontal intercalada con entrecruzada. Fueron generados principalmente por la erosión de granitoides y volcanitas y son pro-glaciarios, ubicados generalmente al este de los grandes lagos de la región

En la cuenca del río Limay se desarrolló un extenso depósito glacifluvial, generado por una de las últimas glaciaciones del lago Nahuel Huapi.

Otros extensos depósitos glacifluviales afloran en la Vega Maipú, al noreste del lago Lácar y en el valle del río Quilquihue, al este de la Loma Atravesada.

Al oeste del lago Traful, esta unidad es muy poco extensa porque está disectada por la acción fluvial, se ubica entre arcos morénicos marginales. Los depósitos glacialacustres, de colores blanquecinos, constituidos por sedimentos finos, limoarcillosos, se preservan como planicies en las orillas de los lagos, a la manera de pequeños relictos, muy enmascarados por la densa cobertura vegetal y fuertemente erosionados por la acción fluvial y la remoción en masa.

La actual pampa de Quilanlahue es una planicie con una suave pendiente que está conformada por depósitos lacustres (Escosteguy y Franchi, 2010). Otras planicies se observan en la margen este del lago Traful

En cuanto a la edad, se puede inferir que estos depósitos proglaciarios son pleistocenos.

2.4.3.4. Pleistoceno – Holoceno

Basaltos pleistoceno-holocenos (28 a,b,c)

Basaltos y brechas volcánicas.

Basalto Cerro Puntudo Grande (28 a)

Basalto Cerro Morro (28 b)

Basalto Cerro Colorado (28 c)

Antecedentes

Los basaltos que integran esta unidad fueron incluidos tanto dentro de la Formación Chapelco (Dessanti, 1972), como de las «rocas volcánicas del Chapelco» (Martínez, 1958) y del «Basalto I» (Groeber, 1929). 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 lo constituyen, la occidental o andina (Formación Ventana) y la oriental o extraandina (Formación Huitrera) e incorporaron las volcanitas del cordón de Chapelco, en su conjunto, en la faja occidental.

Los autores de este trabajo, de acuerdo con las características del paisaje, el grado de erosión y la vinculación con episodios glaciarios, consideran necesario separar el Basalto Cerro Puntudo Grande del resto de las volcanitas del cordón de Chapelco (Formación Chapelco).

Fauqué (1980) denominó como «basaltos cuaternarios» a los basaltos del cerro Morro en la pampa de Alicurá.

Distribución areal

El basalto Cerro Puntudo Grande tiene su mejor exposición en el cerro homónimo, en la parte alta del cordón de Chapelco y se extiende hacia el este hasta el sur de la pampa de las Horquetas.

Los basaltos que afloran en el cerro Colorado (figura 26) y sus inmediaciones integran el Basalto Cerro Colorado situado al norte del lago Lácar, al noroeste de la pampa de Trompul. El Basalto Cerro Morro, por su parte, aflora en la pampa de Alicurá, al sur del río Caleufú.

Litología

El Basalto Cerro Puntudo Grande está constituido por una potente sucesión de coladas de basaltos olivínicos y brechas volcánicas que alcanzan aproximadamente 150 m de espesor en el cerro Puntudo Grande (2237 m).

En el arroyo Feo afloran basaltos olivínicos de color gris con estructura vesicular y porfírica. Los fenocristales son de plagioclasa. Al microscopio, la textura es porfírica con pasta gruesa y cierta seriación en el tamaño. Los fenocristales son en su mayoría de plagioclasa labradorítica. Escasos en cambio son los de clinopiroxeno. 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. Está ampliamente re-

emplazada por iddingsita. La pasta tiene textura intergranular, una trama de microlitas de plagioclasa, con los espacios ocupados por cristales de olivina, piroxeno y opacos, y minerales secundarios no muy abundantes.

El cerro Colorado (1778 m) es un cono volcánico que se presenta intacto (figura 26), constituido por un basalto olivínico. En lo más alto de este aparato volcánico se observa un escorial con tonalidad rojiza, constituido por lapilli y bombas volcánicas.

El cerro Morro (990 m) es un cono volcánico aportillado constituido por coladas de lavas basálticas olivínicas, cerca de la boca hay material piroclástico formado por lapilli y bombas volcánicas.

Relaciones estratigráficas

El Basalto Cerro Puntudo Grande se apoya en discordancia erosiva sobre las rocas volcánicas de la Formación Chapelco (figura 27) y las sedimentitas del miembro Alicurá, y lo suprayacen depósitos glaciares (morenas laterales muy bien conservadas), que se localizan cerca del cerro homónimo.

Se observó que coladas de lavas básicas de esta unidad se derramaron desde el cerro Puntudo Grande (cono volcánico) hacia el este, cubriendo a las rocas volcánicas de la Formación Chapelco.

Las coladas del cerro Morro (figura 28) cubren los depósitos del Miembro Alicurá de la Formación Caleufú. Por su parte, las lavas y material piroclástico del cerro Colorado cubren al Complejo Colohuincul, a los granitoides de la Formación Los Machis y a las volcanitas de la Formación Huitrera.



Figura 26. El cono volcánico del cerro Colorado, edificado en parte sobre las rocas graníticas de la Formación Los Machis que se advierten en primer plano.

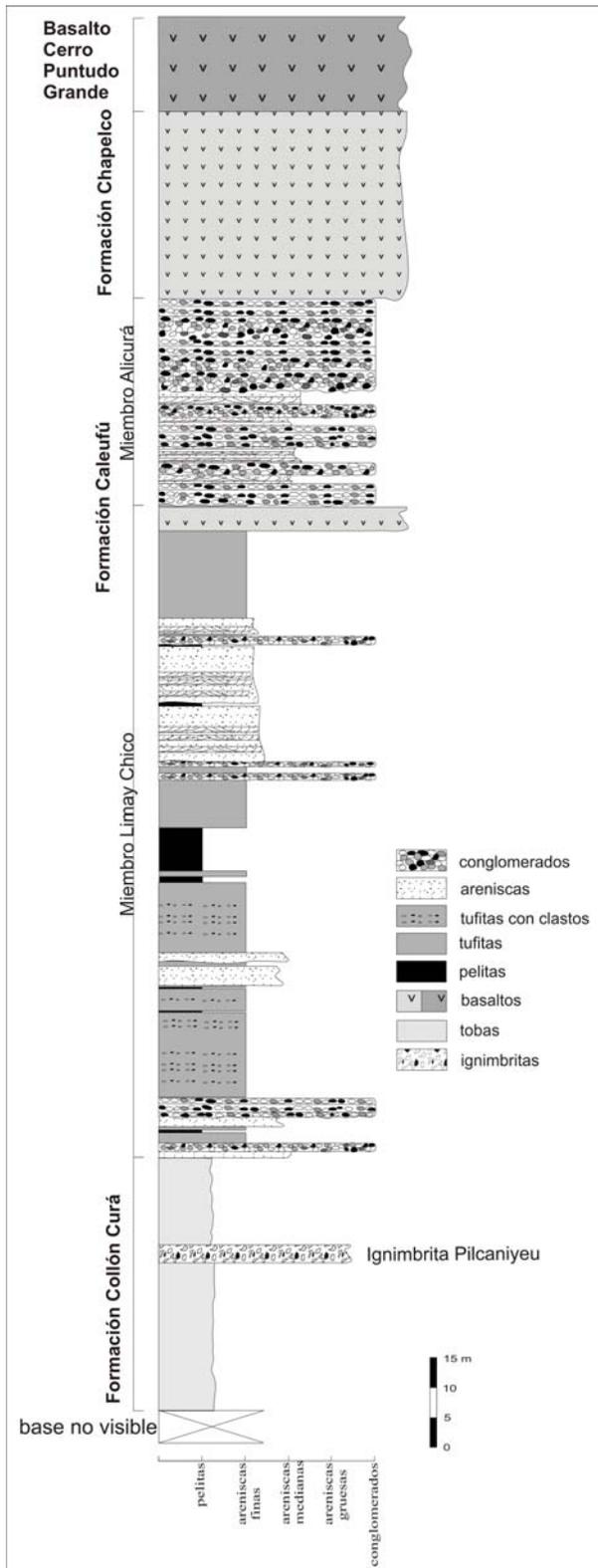


Figura 27. Perfil integrado entre la estancia Caleufú y el río Collón Curá, de las formaciones Collón Curá, Caleufú, Chapelco y Cerro Puntudo.

Edad y correlaciones

Estos basaltos se pueden correlacionar con varias unidades basálticas holocenas, como la Forma-

ción Cráter (Ravazzoli y Sesana, 1977) y las formaciones Mallín y Lanín (Turner, 1965a). Estos autores basaron la estimación de la edad con escasas evidencias estratigráficas.

Groeber (1929) propuso el nombre Basalto I para describir todas las volcanitas de la parte alta del cordón de Chapelco. Le otorgó una edad miocena y posteriormente la modificó por la de Palaocolitense superior (1946), en tanto que Dessanti (1972) le asignó a la Formación Chapelco (Formación Chapelco más Basalto Cerro Puntudo Grande en esta Hoja) una edad pliocena superior-pleistocena inferior.

El aparato volcánico y las coladas de esta unidad se encuentran bien conservadas y menos erosionadas que las volcanitas que la subyacen, que han sido «arrasadas» por la acción glacial.

Las coladas del cerro Morro en la pampa de Alicurá, fueron asignadas al Holoceno (Fauqué, 1980).

Se considera que el Basalto Cerro Colorado es posterior a la actividad glaciaria pleistocena, ya que no está afectado por la erosión que esos episodios conllevan.

Sobre la base de lo anterior y debido a los depósitos glaciarios que están sobre esta formación, se le asigna una edad pleistocena superior-holocena inferior con dudas, cuya resolución quedaría para un trabajo de mayor detalle.

2.4.3.5. Holoceno

Formación Río Pireco (29)

Cenizas y lapilli.

Por tratarse de depósitos de origen piroclástico, la Formación Río Pireco se halla extensamente distribuida en la comarca, siendo generalmente el material originario de los suelos de la región. La alta cobertura vegetal dificulta su identificación. Por la escala de trabajo, sólo se han mapeado algunos afloramientos que se hallan en cortes laterales de caminos.

La zona cordillerana a estas latitudes presenta una gran distribución de materiales piroclásticos no consolidados o de pobre diagenización de una edad post glaciaria. Según Laya (1977), estos materiales se hallan desde la región de San Martín de los Andes hasta la de Río Pico en la provincia del Chubut.

Auer (1950) fue el primero en estudiar las cenizas volcánicas de esta unidad y propuso una estratigrafía con una nomenclatura en capas, clasificadas en forma ascendente de 0 a IV.

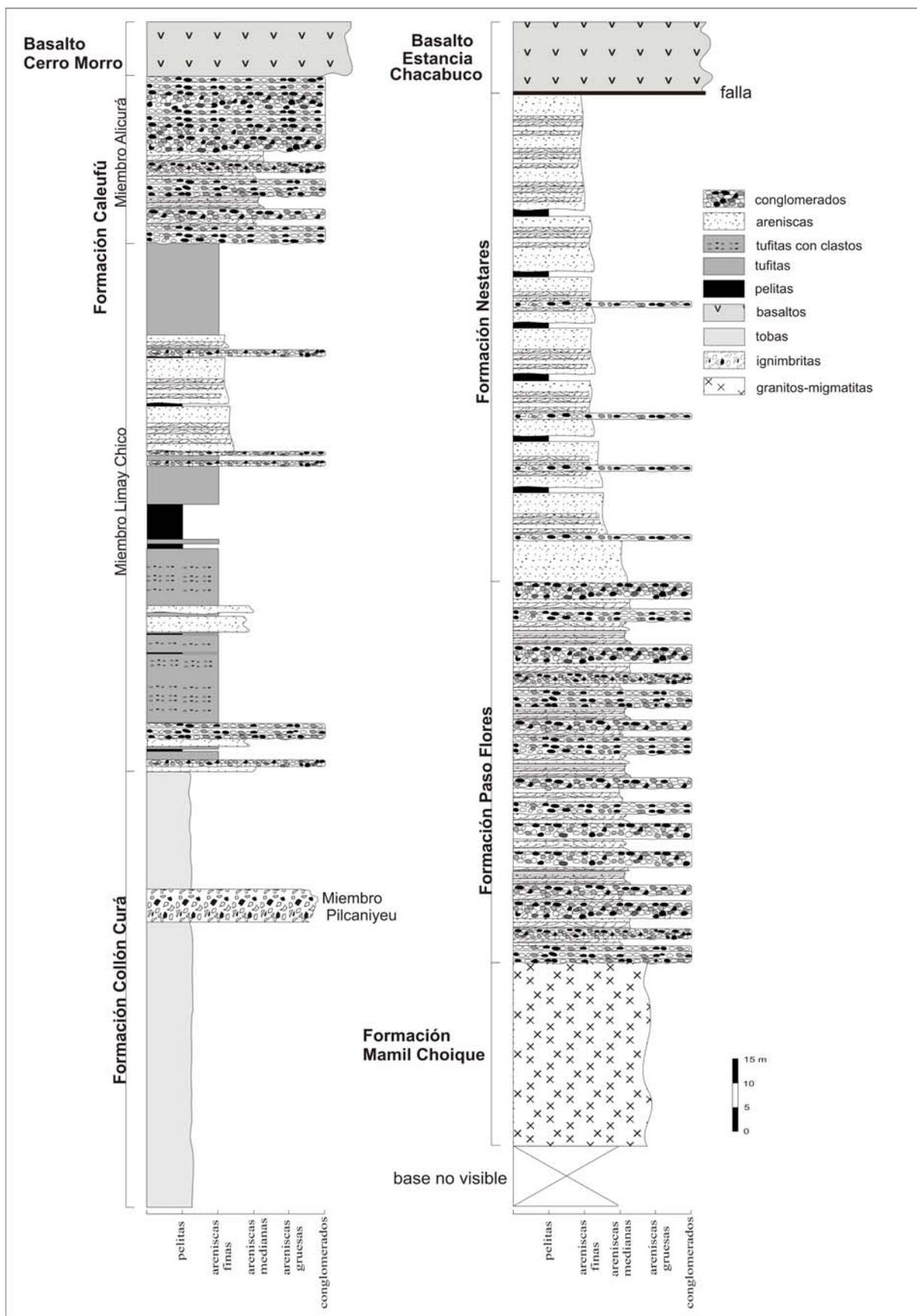


Figura 28. Perfil integrado en la región del embalse de Alicurá.

Laya (1977) estudió la caracterización mineralógica y fisicoquímica de esta unidad en la región del lago Nahuel Huapi, entre el portezuelo de Puyehue y el sector del Brazo Huemul, y propuso el nombre Formación Río Pireco. La subdividió en 5 miembros que correlacionó con la estratigrafía descripta por Auer (1950).

En una descripción general, la litología de la unidad consiste en cenizas que son formadoras de los suelos actuales, de color castaño oscuro y negro, y por lapilli de color castaño claro, muy friables y poco compactos.

En la figura 29 se observa un perfil de esta unidad ubicado a la izquierda de la ruta nacional 234 en dirección al sur, entre los lagos Villarino y Espejo. Desde abajo hacia arriba hay: a) 1,70 m de lapilli de color castaño claro a oscuro, friable, con tamaños que varían de 2 a 6 cm de diámetro, b) 1,40 m de depósito, de color castaño oscuro, edafizado, c) 0,60 m de lapilli de color amarillo blanquecino, con tamaños muy uniformes de 0,5 cm de diámetro; d) 0,40 m de depósito tipo *mud flow* de color castaño oscuro a negro, constituido con material muy fino, edafizado.

Se puede ver también en este perfil una discordancia erosiva intraformacional, generada principalmente por la acción fluvial o por remoción en masa, entre los lapsos de marcada tranquilidad entre los períodos de erupción.

En general los espesores de los depósitos disminuyen de oeste a este, debido a que el material que los integra proviene de erupciones modernas de grandes volcanes, principalmente situados en territorio chileno.

En cuanto a la relación estratigráfica, la Formación Río Pireco cubre todas las unidades ubicadas en la zona cordillerana, al suroeste de la Hoja, como los granitos de las formaciones Coluco y Los Machis, el Complejo Colohuincul y las volcánicas de las formaciones Montes de Oca, Ventana y Huitrera y depósitos glaciarios.

Auer (1950) propuso edades para las capas que diferenció; la Capa 0 tiene entre 10800 y 10500 años, la Capa II entre 4000 y 3000 años, la Capa III entre 1500 y 800 años y la Capa IV la edad de los últimos volcanismos. La erupción en 1932 del volcán Quizapú o Descabezado en el territorio chileno, que generó cenizas que cayeron en el territorio argentino, principalmente en el sector cordillerano, formaron depósitos de hasta 10 cm de espesor.

Esta unidad cubre depósitos glaciarios al sur del lago Lácar, por lo tanto se le asigna una edad post

glaciaria, olocena, según las estimaciones de Auer (1950).

Depósitos aluviales antiguos (30)

Gravas, arenas, limos y arcillas.

Los depósitos aluviales antiguos más extensos y mejor conservados se hallan en la margen sur del embalse de Alicurá y fueron depositados por las aguas del río Limay, mientras que en la margen norte sólo se conservan pequeños relictos aislados. Están compuestos por gravas, arenas y limos y arcillas en menor proporción, generalmente bien estratificados. Las gravas están formadas por clastos redondeados de diámetros variables y con estructura imbricada, mayoritariamente de rocas graníticas, y en menor cantidad de rocas volcánicas. Las areniscas suelen presentar clastos dispersos y estratificación entrecruzada.

En las márgenes del río Chimehuín se destacan dos niveles antiguos; el más extenso, el nivel II, se localiza en la margen sur, en la estancia Chimehuín.

Sobre el río Quilquihue hay depósitos aluviales antiguos que están muy vinculados con la disección fluvial de las planicies glacifluviales que se generaron a partir de las lenguas glaciarias ubicadas en el lago Lolog.

En el valle del río Collón Curá se han observado varios niveles de depósitos aluviales antiguos, entre éstos, los más jóvenes son los más extensos, mientras que los relictos de las terrazas más antiguas están a una cota más elevada, tienen escaso desarrollo superficial y afloran en la margen oriental.

En los ríos Quemquemtreu y Caleufú los depósitos con más continuidad lateral están constituidos por gravas y en menor medida por arenas grises, con una mayor participación de volcánicas de las formaciones Huitrera y Chapelco.

En cuanto a su antigüedad, estos depósitos son posteriores a las últimas glaciaciones, por lo que se los puede asignar al Holoceno inferior.

Basalto del cerro La Horqueta (31)

Basaltos olivínicos.

Antecedentes

Con el nombre de Formación Mallín, Turner (1965a, 1973) reunió en la región del lago Huechulafquen, al norte de la Hoja San Martín de los Andes, centros efusivos y coladas basálticas que



Figura 29. Afloramiento de la Formación Río Pireco en un corte de la ruta nacional 234. Perfil: a) lapilli, b) depósito edafizado, c) lapilli de color amarillo blanquecino, d) depósito tipo *mud flow* de color castaño oscuro a negro, constituido por material muy fino, edafizado.

habían sido consideradas como equivalentes al Basalto VI de Groeber (1929), más tarde llamado Tromenlitense inferior (Groeber, 1946),

Galli (1969) mapeó como Basalto VI los basaltos del cerro La Horqueta. Posteriormente, Leanza y Leanza (1979) a estas mismas lavas en la zona

de Catan Lil, las agruparon bajo la denominación de Formación Tromen. En tanto que no se puede asegurar que pertenezcan al ciclo del volcán Tromen, Cucchi (1998) las denominó Basalto Mallín.

En este trabajo le asignamos a estos basaltos una nomenclatura local informal, debido a su ubicación distante con respecto al Basalto Mallín del volcán Lanín, área tipo de la formación homónima.

Distribución areal y litología

Esta unidad aflora en el cerro La Horqueta (1358 m), en el extremo noreste de la Hoja. Este cerro es un cono volcánico constituido por basaltos olivínicos vesiculares, de color gris oscuro, y eyectos piroclásticos, bombas y lapilli de color pardo rojizo.

De acuerdo con las características morfológicas de este centro efusivo, se puede inferir que los basaltos y eyectos de esta unidad emergieron entre los basaltos pliocenos como producto de una esporádica actividad volcánica que prácticamente no generó derrames de lavas, pero que construyó en cambio un cono principal y varios menores a su alrededor, reconociéndose parte del antiguo cráter.

Relaciones estratigráficas, edad y correlaciones

Esta unidad se apoya sobre los basaltos de la Formación Chenqueniyeu en la pampa de La Horqueta.

El Basalto del cerro La Horqueta se correlaciona con el Basalto VI de Groeber (1929) equivalente al Tromenlitense del mismo autor (Groeber, 1946), con la Formación Mallín (Turner, 1973) y con la Formación Tromen (Leanza y Leanza, 1979).

Mancino (2007) consideró que la Formación Mallín, que aflora en el volcán Lanín, es parte de un ciclo eruptivo del Lanín (Unidad Lanín 3) de edad pleistocena-holocena?

De acuerdo con lo observado en la región, el Basalto del cerro La Horqueta se puede correlacionar con los basaltos que afloran en el cerro Yeguada (Formación Mallín, Turner, 1973), por su relación estratigráfica y características litológicas y geomorfológicas. Asimismo, serían similares al Basalto Cerro Puntudo Grande, en el afloramiento del cerro homónimo y al Basalto Cerro Morro.

Sobre la base de sus relaciones estratigráficas y características geomorfológicas, a esta unidad se le asigna una edad holocena, con dudas.

Depósitos aluviales y coluviales indiferenciados (32)

Gravas, arenas y limos.

Esta unidad está ampliamente distribuida en la región y reúne a los depósitos fluviales que forman parte de las planicies aluviales de generación actual de los principales ríos de la región y algunos abanicos aluviales y deltas.

Son depósitos inconsolidados de color castaño claro a gris, constituidos por grava, arena fina y limo, con diferentes proporciones, predominando las gravas de clastos de granitoides y volcanitas redondeados de diámetros variables que provienen en su mayoría de la disección de las planicies glaciales. En menor proporción hay guijas de sedimentitas neógenas.

Los depósitos más extensos de la comarca se desarrollan a lo largo de las planicies de inundación de los ríos Collón Curá, Chimehuín, Quemquemtreu y Caleufú.

Algunos depósitos poco extensos que corresponden a pequeños deltas se localizan en las márgenes de algunos lagos, como en el Trafal y el Lácar, entre otros.

Se les asigna una edad holocena tardía, debido a que estos depósitos están aún en formación.

Depósitos de remoción en masa (33)

Bloques, gravas, arenas y arcillas.

Los depósitos de remoción en masa están asociados principalmente a deslizamientos, avalanchas de rocas y flujos de detritos. Son muy comunes en los bordes de las planicies lávicas, ya que presentan las condiciones litológicas favorables, con alternancia de mantos competentes e incompetentes, estructurales y topográficas con fuerte desnivel relativo. También se observan a partir de los bordes de las planicies estructurales de gravas del miembro Alicurá de la Formación Caleufú.

Esta unidad está constituida por bloques irregulares y angulosos de volcanitas, gravas, arenas y arcillas de variada litología.

El depósito más extenso se ubica al norte del cordón de Chapelco, entre el cerro Chapelco Chico y la Vega Maipú, vinculado a mega deslizamientos rotacionales que involucran a extensas y potentes coladas basálticas de las formaciones Huitrera y Chapelco.

Otros depósitos importantes se observan a lo largo del arroyo Limay Chico, ya que es un área de

fallamiento que debilita las rocas circundantes. Estos depósitos están formados por volcanitas de la Formación Huitrera y sedimentitas de la Formación Calefú en la margen oriental.

Al sureste de la comarca, alrededor de la meseta del Portillo y de la planicie de Panquehuau, los deslizamientos multirotaionales movilizaron grandes volúmenes de rocas que afectan a basaltos y sedimentitas neógenos y generaron depósitos que abarcan gran extensión superficial. Algo similar ocurre en el borde de la pampa La Horqueta, sobre la ruta nacional 40, al noreste de la comarca.

A lo largo de los valles del río Limay y de los arroyos Manzano y Blanco, entre otros, los depósitos están constituidos por andesitas, basaltos y tobas de la Formación Huitrera, movilizadas por deslizamientos y flujos de detritos.

Otros depósitos se localizan a lo largo de toda la cordillera, formados por volcanitas de las formaciones Montes de Oca y Ventana, y en menor grado involucran granitoides, todos ellos prácticamente enmascarados por la alta cobertura vegetal. Se les asigna una edad holocena tardía, debido a que estos depósitos están aún en formación.

3. ESTRUCTURA

El desarrollo de la estructuración se puede dividir en dos etapas principales, una premesozoica, asociada con la evolución del basamento paleozoico (estructuras premesozoicas) y una cretácico-terciaria vinculada con la formación de la cadena andina (estructuras ándicas). Ambas, principalmente compresivas, están separadas por un período predominantemente distensivo asociado con el desarrollo de las cuencas mesozoicas (estructuras mesozoicas).

3.1. ESTRUCTURAS PREMESOZOICAS

Las estructuras premesozoicas son las que se observan en las unidades más antiguas que conforman el basamento paleozoico y generaron un importante control en las estructuraciones posteriores que reactivaron las zonas de debilidad previas. Este basamento está representado por las rocas ígneas y metamórficas del Complejo Colohuincul en el sector cordillerano y de las formaciones Cushamen, Mamil Choique y Lipetrén en el área extraandina.

- Sector cordillerano

En la zona cordillerana, el Complejo Colohuincul presenta una foliación de rumbo N-S con inclinación subvertical en el reducido afloramiento del cerro Tetón, ubicado en el límite SO de la Hoja. Hacia el extremo SE del brazo Huemul, Gargiulo (2006) mencionó, en gneises de dicho complejo, una foliación de rumbo N14°O con inclinación de 74° al SO, asociada con una zona de cizalla frágil-dúctil que fue posteriormente reactivada por la deformación ándica.

En los alrededores de San Martín de los Andes, Dalla Salda *et al.* (1991b) distinguieron en los gneises y esquistos, foliación y esquistosidad con orientaciones entre N 40° a 60° E, que inclinan entre 60° a 70° SE. Estos autores observaron, en algunos sectores, lentes de esquistos biotíticos con esquistosidad E-O, discordante con la de los gneises que los contienen. También mencionaron venación de rumbo N 20° E $i=40^\circ$ E en migmatitas, destacaron además que los cuerpos intrusivos muestran su eje mayor paralelo con la estructura de las metamorfitas y también un rumbo N10°E. Asimismo, atribuyeron a fallas el brusco cambio en el grado metamórfico que se observa en sectores muy próximos entre sí, y mencionaron la presencia de escamas tectónicas de rocas de bajo grado en gneises de mediano a alto grado.

Más hacia el oeste, al norte del lago Lácar, Dalla Salda *et al.* (1991a) advirtieron que los gneises y migmatitas presentan una esquistosidad de rumbo N 20° O $i=70^\circ$ SO. Además observaron una esquistosidad N-S subvertical en las intercalaciones de esquistos y metacuarcitas allí presentes, junto con la ocurrencia de un clivaje apretado de rumbo N 0° a 20°O e inclinación 70° a 80° al E u O.

En el sector oeste del lago Lolog se observa, en las metamorfitas foliación y esquistosidad de rumbo N40-50°O e $i=80^\circ$ SO.

- Sector extraandino

Dentro de la región extraandina, en el sector sudoriental de la Hoja, Giacosa *et al.* (2005) describieron una zona de cizalla dúctil compresiva de rumbo NO con vergencia al NE, que denominaron Zona de Cizalla dúctil Carhué, en la que distinguieron foliaciones miloníticas, lineaciones de estiramiento y pliegues a distintas escalas que afectan a las metamorfitas de la Formación Cushamen y a las migmatitas e intrusivos de la Formación Mamil

Choique. La orientación más frecuente de la foliación milonítica es N 60° O $i=24^\circ$ SO, del buzamiento de la lineación de estiramiento es 24° al Az. 213° y de los ejes de pliegues en vaina es 24° al Az. 224° . Los pliegues mayores poseen ejes de rumbo subparalelo a la foliación. Estos autores describieron también en dicho sector una estructuración sobrepuesta a la anterior que forma fajas de cizalla dúctil con desplazamiento lateral de rumbo N 70° - 80° E, que muestra una notable lineación de estiramiento subhorizontal.

En migmatitas situadas al N del cerro Alto se observa una foliación de rumbo N 10° O subvertical. En estas rocas, hacia el O, se intercalan diques pegmatíticos de actitud N-S $i=30^\circ$ E. Al sudeste del citado cerro se reconoce un extenso pliegue antiformal de eje N-S buzante al sur, que se puede seguir por varios kilómetros (Nullo, 1979).

En los afloramientos más occidentales de la Formación Mamil Choique, al NE del cerro Malón, se observó una foliación de rumbo N 70° O e inclinación 68° NE, que contiene una lineación de estiramiento de rumbo N 30° E.

Al sur del río Limay, debajo de las sedimentitas triásicas, la foliación de las migmatitas muestra rumbos entre NS a N 10° E e inclinación de 75° E, mientras que hacia el norte se encuentra esquistosidad de rumbo NE que inclina 50° NO y de rumbo NNO con inclinación 60° NE.

Galli (1969) mencionó que los afloramientos del basamento que se disponen en el sector nororiental de la hoja presentan una actitud estructural sumamente cambiante, pero con una tendencia a rumbos aproximadamente N-S e inclinaciones fuertes, también notó que los cuerpos intrusivos muestran formas alargadas en dirección N-S.

Los intrusivos de la Formación Lipetrén cortan a las estructuras de las unidades previas y en ellos no se ha reconocido una importante deformación dúctil, por lo que serían posttectónicos en relación con los eventos que deformaron las rocas más antiguas.

- Interpretación de las estructuras

La evolución tectónica del basamento de esta zona tiene una historia compleja con la superposición de distintas fases de deformación y ciclos magmáticos aún no muy bien dilucidados, debido por una parte a la escasez de estudios estructurales de detalle y por otra a la necesidad de una reinterpretación de las unidades a la luz de los re-

cientes datos geoquímicos y geocronológicos confiables, aún insuficientes, que permitan comprender y separar los distintos eventos ocurridos regionalmente.

El magmatismo y el metamorfismo, con el desarrollo de foliación y esquistosidad asociada, se relacionan con eventos tectónicos que han sido vinculados con la ocurrencia de una o varias zonas de subducción y la colisión de la Patagonia, o una parte de ella, contra el borde sudoccidental del Gondwana.

Las recientes dataciones U-Pb (Varela *et al.*, 2005; Pankhurst *et al.*, 2006; Godoy *et al.*, 2008) asignaron edades de cristalización de las rocas ígneas más antiguas (granitoides y migmatitas) entre 420 y 380 Ma (Silúrico cuspidal-Devónico) para las áreas de San Martín de los Andes y del río Collón Curá (Complejo Colohuincul y Formación Mamil Choique, en este trabajo), este magmatismo se vincula con el desarrollo de un arco magmático de rumbo NNO-SSE asociado a subducción en el margen noroccidental de la Patagonia (Varela *et al.*, 2005; Pankhurst *et al.*, 2006; Ramos, 2008). Se registró un pico metamórfico en esta zona entre los 360 a 380 Ma (Varela *et al.*, 2005; Lucassen *et al.*, 2004), dentro del que probablemente se desarrolló la foliación regional del sector involucrado, con orientaciones NE y NS. Este evento tectónico-magmático devónico fue vinculado con la Fase Chánica por Varela *et al.* (2005). El arco magmático continuaría hacia el SE, pasando por la zona de Gastre (Chubut), donde se reconocen granitoides de edades comparables. Según Pankhurst *et al.* (2006), marcaría el borde sudoccidental del Gondwana para estos tiempos, mientras que para Ramos (2008) representaría el margen noroccidental de la Patagonia, que sería un terreno paraautóctono formado por los macizos Nordpatagónico y del Deseado y su continuación hacia el SE, que posteriormente colisionó contra el Gondwana.

El magmatismo típico de arco continuó durante el Carbonífero inferior en la región, con granitoides tipo I desarrollados entre Bariloche y Río Chico (320-330 Ma), registrándose luego un cambio con la generación de granitos anatéticos de tipo S (314-318 Ma) que algunos autores atribuyeron a la colisión, en el Carbonífero medio-superior (320-310 Ma), del Macizo del Deseado contra el protomargen del Gondwana (Pankhurst *et al.*, 2006), en tanto que otros sugirieron la colisión de la Patagonia Austral, probablemente junto con la Península Antártica, contra la Patagonia (Ramos, 2008).

Posteriormente, durante el Pérmico hasta el Triásico inferior, se registra el desarrollo de un importante magmatismo, muy extendido regionalmente y de composición variada (tipo I metaaluminoso a tipo S peraluminoso). Según Pankhurst *et al.* (2006), este magmatismo, entre los 310 y 240 Ma, de características sin a post-tectónicas, se vincularía con el mayor calentamiento de la corteza por el efecto de *break-off* de la placa subductada luego de la colisión iniciada en el Carbonífero. Ramos (2008) propuso la presencia de otro arco magmático de dirección E-O en el norte del Macizo Nordpatagónico, que indicaría una zona de subducción hacia el sur. Así, la Patagonia habría colisionado con el margen pasivo del Gondwana en el Pérmico inferior a medio.

Asociado con este magmatismo se produjo un metamorfismo con trayectorias descompresivas, que podría indicar la exhumación de las rocas por acción de corrimientos a escala cortical (Sansegundo *et al.*, 2009). La deformación en las unidades indica varios eventos, el principal vinculado con el pico metamórfico revela una importante compresión de dirección NE-SO asociado a la foliación regional y estructuras de vergencia al NE. Esta deformación se puede observar en la zona de Bariloche (Sansegundo *et al.*, 2009), Río Chico (Cerredo, 1997), Gastre (Von Gossen y Lokse, 2004) y la estancia Carhué (Giacosa *et al.*, 2005). Poco al sureste, en la zona de Río Chico, también se observa una foliación regional asociada a pliegues N-S con vergencia al E en metamorfitas de la Formación Cushamen, coherentes con una compresión E-O (Sansegundo *et al.*, 2009).

Los intrusivos de la Formación Lipetrén, que cortan las estructuras previas, indicarían la transición a las condiciones extensionales que siguieron en la zona.

3.2 ESTRUCTURAS MESOZOICAS

No se cuenta con muchos datos que permitan caracterizar precisamente la estructuración mesozoica de la región, en parte debido a la superposición de la deformación andina y a la escasez de buenos afloramientos. Regionalmente se considera que en este sector andino, desde el Pérmico superior predominó un régimen extensional asociado al rifting, que condujo a la fragmentación del Gondwana y al desarrollo de un retroarco en un margen activo a partir del Jurásico, que perduró con característi-

cas distensivas hasta el comienzo de la deformación ándica hacia fines del Cretácico inferior.

Como ya se ha mencionado, en el sector cordillerano las volcanitas y sedimentitas jurásicas de la Formación Montes de Oca subyacen en discordancia angular a las unidades terciarias y constituyen la caja de los intrusivos cretácicos y terciarios. Esta unidad mostraría, según algunos autores, una discordancia angular interna entre sus niveles inferiores volcánicos y superiores volcano-sedimentarios, aunque no se observa claramente debido a la dificultad en reconocer la actitud estructural de las volcanitas. Si se acepta cierta continuidad entre estos niveles, una explicación posible sería que se tratara de una discordancia sin-extensional, asociada al desarrollo de hemigrabens jurásicos. Giacosa *et al.* (2005), en la zona de Bariloche, sugirieron para el correlacionable Complejo Volcánico Sedimentario Cordillerano un ambiente extensional asociado a hemigrabens con el bloque hundido al oeste, donde se dispone el relleno volcano sedimentario, mientras que en el bloque elevado al este se intruye el Batolito Patagónico Subcordillerano.

Posiblemente varios de los corrimientos y fallas inversas que afectaron al Cretácico y al Terciario se originaron por la reactivación inversa de antiguas fallas normales asociadas al desarrollo de los hemigrabens mesozoicos. En el sector extraandino, un complejo conjunto de fallas inversas de alto ángulo de rumbos variables con vergencia dominante al oeste, elevaron el bloque al oriente del río Collón Curá formado por basamento paleozoico con delgados remanentes de volcanitas y sedimentitas de las formaciones Paso Flores, Sañicó y Piedra Pintada, con suaves inclinaciones al NE, E y SE. Esta disposición se interpreta como la reactivación compresiva de estructuras asociadas a un rift triásico-jurásico por el efecto de la deformación andina.

De manera similar, en el extremo sudoriental de la hoja, el pequeño afloramiento de las sedimentitas cretácicas de la Formación Angostura Colorada se asocia con una falla de rumbo NO e inclinación al NE, que fue denominada, hacia el sur, Falla de Pilcaniyeu por Giacosa *et al.* (2004). Estos autores propusieron un comportamiento extensional a transtensional para esta falla con una inversión parcial durante el Terciario. Asimismo, sugirieron una vinculación previa con el emplazamiento y la deformación presente en el plutón de Pilcaniyeu (correlacionable con la Formación Lipetrén) donde reconocieron fajas de cizalla dúctil de rumbo NNO e inclinación al ENE y cataclasis de rumbo NO y NE.

3.3 ESTRUCTURAS ÁNDICAS

Para abordar la estructuración ándica que condujo a la actual configuración de la región, se puede dividir la zona en dos sectores diferentes, separados por la cuenca del Collón Curá al norte del río Limay, el sector cordillerano al oeste y el sector extraandino al este. En la parte sur la separación aproximada entre ambos corre al occidente del río Pichileufú, donde comienzan a dominar los niveles volcánicos de la Formación Huitrera asociados con fallas inversas de vergencia oriental.

- Sector cordillerano

El sector cordillerano está comprendido dentro del segmento norte de la provincia geológica Cordillera Patagónica Septentrional (Ramos, 1999a). Se puede caracterizar estructuralmente como una faja plegada y corrida de piel gruesa, que involucra el basamento paleozoico junto con las plutonitas, volcanitas y sedimentitas mesozoico-cenozoicas.

Dentro del sector cordillerano se puede distinguir una faja oriental de rumbo NNO dominada por las volcanitas de la Formación Huitrera, y otra occidental donde principalmente aflora el batolito Patagónico (Formación Los Machis) junto con intrusivos terciarios y las secuencias volcano-sedimentarias de las formaciones Montes de Oca y Ventana.

En la faja occidental, al oeste de los lagos Nahuel Huapi y Espejo se reconocen al menos un par de corrimientos de rumbos variables groseramente NS a NNO y fuerte inclinación al oeste, que afectan a los intrusivos de las formaciones Coluco y Los Machis, y a las volcanitas de la Formación Montes de Oca y los colocan sobre la Formación Ventana. Estos corrimientos se encuentran segmentados por fallas subverticales de rumbo NO que provocan inflexiones y pequeños desplazamientos en sus trazas. Es posible que prosigan hacia el norte del cerro Crespo, a ambos lados del límite internacional, y continúen en las fallas NS mapeadas al oeste del lago Lácar, aunque la presencia de distintas fallas subverticales NO y sinistralas E-O hacen un tanto incierta su correlación. Hacia el sur continuarían aproximadamente en los corrimientos Tronador y López mapeados por Giacosa *et al.* (2005). En la zona del límite, en el cerro Campana, basaltos cuaternarios cubren subhorizontalmente el corrimiento más occidental.

Dentro de la Formación Ventana se observa un corrimiento con fuerte inclinación al oeste de rumbo

NO y se interpreta otro subparalelo hacia el oriente, por debajo del lago Nahuel Huapi al oeste de la isla Victoria. Ambos repiten parcialmente la Formación Ventana y continuarían hacia el sur en los denominados corrimientos Ventana-Catedral y Otto (Giacosa *et al.*, 2004), mientras que hacia el norte no se ha reconocido su presencia.

La costa NE del Nahuel Huapi coincide con un lineamiento regional de rumbo NO, que se ha interpretado como una falla inversa de inclinación al NE, que junto con el lineamiento NS que discurre por el lago Correntoso, elevan un bloque mayormente constituido por intrusivos de la Formación Los Machis y partes de su caja. Es probable que estos lineamientos estén vinculados con estructuras previas del basamento que controlaron el desarrollo de las cuencas extensionales mesozoicas. Las estructuras que vienen desde el sur con rumbo NS a NNO tuercen al aproximarse a este sector adquiriendo un rumbo NO subparalelo a la mencionada costa del lago, lo que fue interpretado por Giacosa *et al.* (2005) y Bechis y Cristallini (2006) como el efecto de una rampa lateral asociada con estructuras del basamento que controlaron el desarrollo de la cuenca terciaria. Es destacable la persistencia de este lineamiento a través de la Patagonia, lo que ha llevado a proponer la existencia de una zona de cizalla dextral transcontinental durante el Mesozoico (Franzese y Spalletti, 2001), que ha sido cuestionada por nuevos estudios (Von Gossen y Lokse, 2004).

Al este de los cerros Cuyín Manzano y Shaihueque se encuentra una importante falla inversa de alto ángulo con rumbo NNO, que dispone a las rocas de la Formación Los Machis con remanentes del basamento paleozoico sobre las volcanitas de la Formación Huitrera, que ya fuera mapeada por Gonzalez Bonorino (1973). Esta falla marca el pasaje a la faja oriental del sector cordillerano y se puede interpretar que continua hasta el lago Falkner, donde se divide en varios corrimientos de distinto rumbo, de poca continuidad lateral. Hacia el este de la falla situada al norte del lago Traful se reconocen varios corrimientos de poco desarrollo que generaron escamas tectónicas que repiten parcialmente las volcanitas de la Formación Huitrera. Como ya se ha mencionado, en el extremo oriental del brazo Huemul, Gargiulo (2006) describió el desarrollo paralelo de esta falla a la deformación dúctil observada en el basamento metamórfico del Complejo Colohuincul, de rumbo N15°O e inclinación 78°SO, por lo que se interpreta como la reactivación ándica de una antigua zona de deformación.

En la faja oriental aflora predominantemente la Formación Huitrera, que presenta suaves pliegues de rumbo aproximado N-S de amplia longitud de onda, asociados con fallas inversas de alto ángulo de rumbo NS e inclinación generalmente al oeste y fallas subverticales de rumbo NO, estas últimas probablemente asociadas con reactivaciones compresivas de fallas del basamento. Es probable que existan zonas con mayor deformación, como la ya mencionada, situada al norte del lago Traful, que no han podido ser aún reconocidas debido a la inaccesibilidad del terreno y la cubierta vegetal que junto con la escasa variación litológica dificultan las observaciones estructurales. Sobre las rocas deformadas de la Formación Huitrera se disponen en discordancia angular, en el cordón de Chapelco y en los cerros Ezpeleta y Mallín Grande, los niveles volcánicos de la Formación Chapelco y del Basalto Cerro Puntudo Grande, con una actitud subhorizontal. En el extremo norte de la faja dominan los afloramientos de basamento paleozoico, donde se deduce un retrocorrimiento de rumbo NO a NNO en el extremo oriental del lago Lácar, que lo elevó sobre las volcanitas terciarias.

El frente de la faja está indicado por un corrimiento, que al NE de San Martín de los Andes sobrepone el basamento junto con la Formación Lolog sobre las sedimentitas de la Formación Calefú que desarrollan un sinclinal en la pared basal con el limbo O empujado y el E subhorizontal. Este corrimiento, con rumbo NO a NNO, continúa hacia el sur del río Quilquihue flanqueando el cordón de Chapelco por el este, debajo de los espesos mantos de volcanitas plio-pleistocenas, hasta el río Calefú, donde adquiere un rumbo NS y sigue hacia el sur hasta cruzar el río Limay donde pierde continuidad. En todo este trayecto sobrepone la Formación Huitrera por encima de la Formación Calefú pero es difícil precisar sus características ya que se encuentra cubierto por abundantes depósitos de remoción en masa. Entre los ríos Calefú y Limay se reconocen pequeños pliegues y fallas inversas, de escaso rechazo, de rumbo NS, que deforman las sedimentitas terciarias en la zona próxima al frente de la faja.

Hacia el sur del Limay, el frente consiste en un sistema de fallas inversas de alto ángulo NS con inclinación al O, a las que se vinculan fallas subverticales de rumbo NO. Estas últimas es posible que se relacionen con segmentos reactivados de fallas extensionales previas del basamento paleozoico.

Hacia el NO del lago Falkner la separación entre las fajas cordilleranas se torna un tanto confusa debido a la ausencia de las formaciones Montes de Oca y Ventana, que junto con la presencia de fallas subverticales de rumbo EO y NO que interrumpen la traza de los corrimientos, generan una serie de bloques constituidos por intrusivos cretácicos cubiertos por volcanitas terciarias asignadas a la Formación Huitrera,

-Sector extraandino

La zona oriental de la Hoja, al este del río Collón Curá y al sur del río Limay, está constituida por una región elevada donde aflora extensamente el basamento paleozoico junto con remanentes de sedimentitas y volcanitas mesozoico-cenozoicas poco deformadas, que corresponden al extremo austral de la Precordillera Neuquina Sur (Ramos, 1999a).

Como ya se ha mencionado, la deformación ándica produjo el ascenso relativo de la zona, principalmente por la reactivación inversa de estructuras extensionales mesozoicas, algunas de las cuales a su vez fueron controladas por antiguas zonas de deformación paleozoica. Tal es el caso de la falla de Pilcaniyeu (Giacosa *et al.*, 2004), de rumbo NO e inclinación al NE, que se encuentra en el extremo sudoriental de esta región, tiene un rumbo paralelo a la foliación paleozoica, se asocia con extensión o transtensión en el Jurásico y Cretácico y afectó como inversa a las volcanitas terciarias. Se interpreta que esta estructura se encuentra truncada por las fallas inversas de inclinación al oeste que elevan el frente cordillerano. Hacia el NE se observan dos pequeñas fallas subparalelas a la de Pilcaniyeu, con bloque hundido al SO, que afectan al pequeño remanente de volcanitas de la Formación Huitrera que se encuentra en el ángulo SE de la Hoja.

El río Pilcaniyeu, en su último tramo está controlado por un lineamiento NS, probablemente asociado con una falla paralela al contacto entre las migmatitas y los granitos de la Formación Mamil Choique, que si bien no se observó que afecte a la Formación Collón Curá, parece controlar efusiones lávicas pliocenas. Con rumbo paralelo a la anterior, hacia el oeste hay una falla inversa de poco rechazo con bloque hundido al oeste que afectó las volcanitas de la Formación Huitrera.

Al norte del río Limay, el borde oriental de la cuenca del Collón Curá está indicado por fallas inversas de alto ángulo de rumbos NO y NE que en

algunos sectores afectaron a las formaciones Collón Curá y Caleufú y además parecen controlar la efusión de las volcanitas pliocenas. Estas fallas generadas por la reactivación inversa de las estructuras tensionales, producen un suave basculamiento de direcciones variables en los remanentes del relleno sedimentario del rift mesozoico.

-Cuenca de Collón Curá

Esta cuenca se desarrolla al norte del río Limay de manera paralela al río Collón Curá que fluye recostado sobre el margen nororiental del valle. El relleno de la cuenca está principalmente constituido por sedimentitas, con volcánicas y volcanitas subordinadas, de edad mioceno-pliocenas. Tiene un perfil asimétrico, con los mayores espesores, del orden de los 300 m, en el sector occidental próximo al frente de la faja cordillerana, con un arreglo granocreciente. Su sustrato son las rocas del basamento paleozoico con algunos remanentes de sedimentitas y volcanitas mesozoicas en el sector sudoriental y de volcanitas y sedimentitas del Paleoceno-Oligoceno hacia el oeste (formaciones Huitrera y Lolog).

Los niveles mioceno-pliocenos están en general subhorizontales, con deformación en la proximidad de las fallas. Se reconocen al menos tres fallas de rumbo NS a NNO que afectan la cuenca, además de las mencionadas en sus márgenes. La de mayor magnitud se encuentra inmediatamente al este del cerro de los Pinos, con bloque hundido al oeste e inclinación al este y pierde rechazo rápidamente hacia el sur. Esta falla fue interpretada por Turner (1973) con vergencia contraria. Folguera *et al.* (2008), a partir de esta disposición con vergencia contraria a las de la zona cordillerana, propusieron para este sector el desarrollo de una zona triangular. Poco al este del cerro Chimehuin se infiere una pequeña falla a la que se asocian el lineamiento y las flexiones aquí observadas en la Formación Caleufú, que parecen indicar bloque bajo al oeste, donde se observa otra falla de escaso rechazo pero de marcada continuidad lateral que se desarrolla paralela a la margen oeste del río Collón Curá y estaría controlada por una antigua falla extensional ligeramente reactivada como inversa.

En el extremo sur de la cuenca, algunos autores (Nullo, 1979; Fauqué, 1980) mencionaron la existencia de fallas de rumbo ENE y NE que controlan tramos del río Limay, así también lo sugiere la pre-

sencia y la actitud de las formaciones Nestares y Paso Flores en la zona de la desembocadura del río Pichileufú. No obstante, no ha podido observarse una falla significativa aflorante en esta zona. Es posible que la culminación de la cuenca hacia el sur responda al ascenso del basamento por las fallas oblicuas de rumbo NO.

-Evolución de la estructuración andina

Hacia fines del Cretácico inferior se produjo un cambio en el régimen de subducción en el margen oeste de Sudamérica que condujo al aumento de la compresión en el arco-retroarco andino, que comenzó a generar deformación compresiva, a la que se asocia el comienzo de la inversión tectónica de las estructuras extensionales y la formación de corrimientos.

Posiblemente vinculado con este cambio se inició la exhumación de los extensos plutones cretácicos y jurásicos, con la deformación de las volcanitas jurásicas de la Formación Montes de Oca.

Posteriormente, luego de una fuerte erosión, se instaló un extenso arco volcánico que se asocia al cinturón de Pilcaniyeu, de rumbo NNO y edad paleocena-eocena (Rapela *et al.*, 1988) representado por la Formación Huitrera. Esto fue seguido por un período distensivo en el Oligoceno, con un retroceso del arco hacia la trinchera al que se vincula el desarrollo de la Formación Ventana en el denominado cinturón de El Maitén (Rapela *et al.*, 1988) y la generación inicial extensional de la cuenca del Ñirihuau hacia el sur (Bechis y Cristallini, 2005).

Ya en el Mioceno medio, un nuevo pulso compresivo comenzó a deformar y elevar la zona cordillerana que produjo la generación de la antifosa de la cuenca del Collón Curá, que fue posteriormente involucrada en la deformación previa al Plioceno, junto con el ascenso del borde oriental. Con posterioridad, probablemente asociado con períodos de relajación, se produjeron distintas efusiones volcánicas de retroarco, controladas por las estructuras anteriores, que no muestran deformación significativa. La deformación andina asociada a subducción a partir del Plioceno superior se concentra en la zona del arco-antearco al oeste, en Chile.

En la zona cercana al límite internacional se reconocen juegos de fallas subverticales conjugadas (dextrales y sinistralas) de escaso rechazo, con posible actividad plio-pleistocena, sin descartar activi-

dad subactual, que se pueden asociar con el sistema de fallas Liquiñe-Ofqui, de rumbo N-S, que se encuentra inmediatamente al oeste, en territorio chileno, caracterizado por desplazamiento de rumbo dextral en un régimen compresivo a transpresivo durante el Plioceno-Pleistoceno (Lavenu y Cembrano, 1999).

4. GEOMORFOLOGÍA

El área que ocupa la Hoja San Martín de los Andes, desde el punto de vista geomorfológico, es muy variada en paisajes. La intensa glaciación que actuó sobre la cordillera durante el Cuaternario, la importante actividad volcánica y la gran variedad de rocas en la porción oriental le han dado a esta región de la Patagonia argentina, características propias y atractivas, que le confieren un alto potencial para su desarrollo turístico.

Regionalmente esta comarca se puede dividir en tres unidades geomorfológicas (figura 30). La más occidental y más elevada de la región corresponde a un paisaje compuesto, con predominio de la erosión glaciaria, labrado en rocas duras con un marcado control estructural. Este paisaje se extiende desde el límite con Chile por unos 55 km hacia el este, se caracteriza por presentar una gran cantidad de artesas con circos glaciarios y lagos generados por el mismo englazamiento, también se observan morenas y planicies glacifluviales. A todo esto se le suma una densa cobertura de vegetación de copa, bosque andino patagónico y formaciones vegetales más bajas.

La segunda unidad ocupa la faja central de la Hoja y está constituida por un paisaje volcánico que fue labrado por la acción fluvial y por procesos de remoción en masa, se caracteriza por grandes extensiones de coladas basálticas y andesíticas sucesivas, como así también por la presencia de numerosos cuellos volcánicos (*necks*).

La tercera unidad, la más oriental, presenta un relieve típico de la Patagonia Extraandina, mesetiforme, conformado por extensas planicies estructurales, tanto de cubiertas de gravas como lávicas, coladas y rocas de basamento cristalino que fueron modeladas por la acción fluvial. En este sector se desarrolla una estepa arbustiva de ambiente semiárido.

Cada una de estas unidades contiene paisajes simples y compuestos que derivan de procesos endógenos y exógenos.

4.1. GEOFORMAS DERIVADAS DE PROCESOS EXÓGENOS

Geformas y paisajes derivados de procesos glaciarios

La morfología glaciaria es predominante a lo largo de toda la cordillera y se extiende hacia el este abarcando importantes extensiones. La disposición de las grandes masas de hielo fue controlada fundamentalmente por lineamientos estructurales regionales y por la inhomogeneidad litológica. Esta región se caracteriza por la gran cantidad de valles en «U» y de lagos generados por los glaciares que se formaron principalmente durante el Pleistoceno y, además, por la preservación de numerosas morenas marginales. Otras formas de acumulación glaciaria son las planicies glacifluviales, en general bastante disectadas por la acción fluvial.

Las morenas frontales son las que mejor se han conservado de las marginales, un buen ejemplo de esto es la Loma Atravesada de Taylor, al noreste de la ciudad de San Martín de los Andes, generada por el avance de los hielos en el sector del lago Lácar. Otras morenas frontales se observan en las cercanías, en el valle del río Quilquihue, producidas por avances de hielos provenientes del lago Lolog. En la margen sur de este lago también se conservan morenas laterales.

Uno de los arcos morénicos mejor preservados, con morenas terminales (frontales y laterales), se observa en El Anfiteatro, en la ruta nacional 237 camino a la ciudad de San Carlos de Bariloche, sobre el río Limay. Estas formas fueron generadas por el mayor avance de los hielos provenientes del sector del lago Nahuel Huapí. Fuera del área abarcada en este trabajo, hacia la orilla de este lago se observan morenas frontales más modernas. Otros cordones de morenas frontales, identificados en el esquema geomorfológico, se hallan en las orillas orientales de los lagos Hermoso, Meliquina, Filo Hua Hum y Traful.

También se han observado gran cantidad de morenas de fondo y terminales, mal conservadas, en la mayoría de los valles que forman parte del paisaje compuesto con predominio de erosión glaciaria, que no han sido diferenciadas por la escala de este trabajo.

Al sur de la Hoja, en la cuenca del río Limay, se desarrolló una extensa planicie glacifluvial generada por una de las últimas glaciaciones del lago Nahuel Huapi, posiblemente correlacionable con el Estadio Finiglacial, según la nomenclatura de

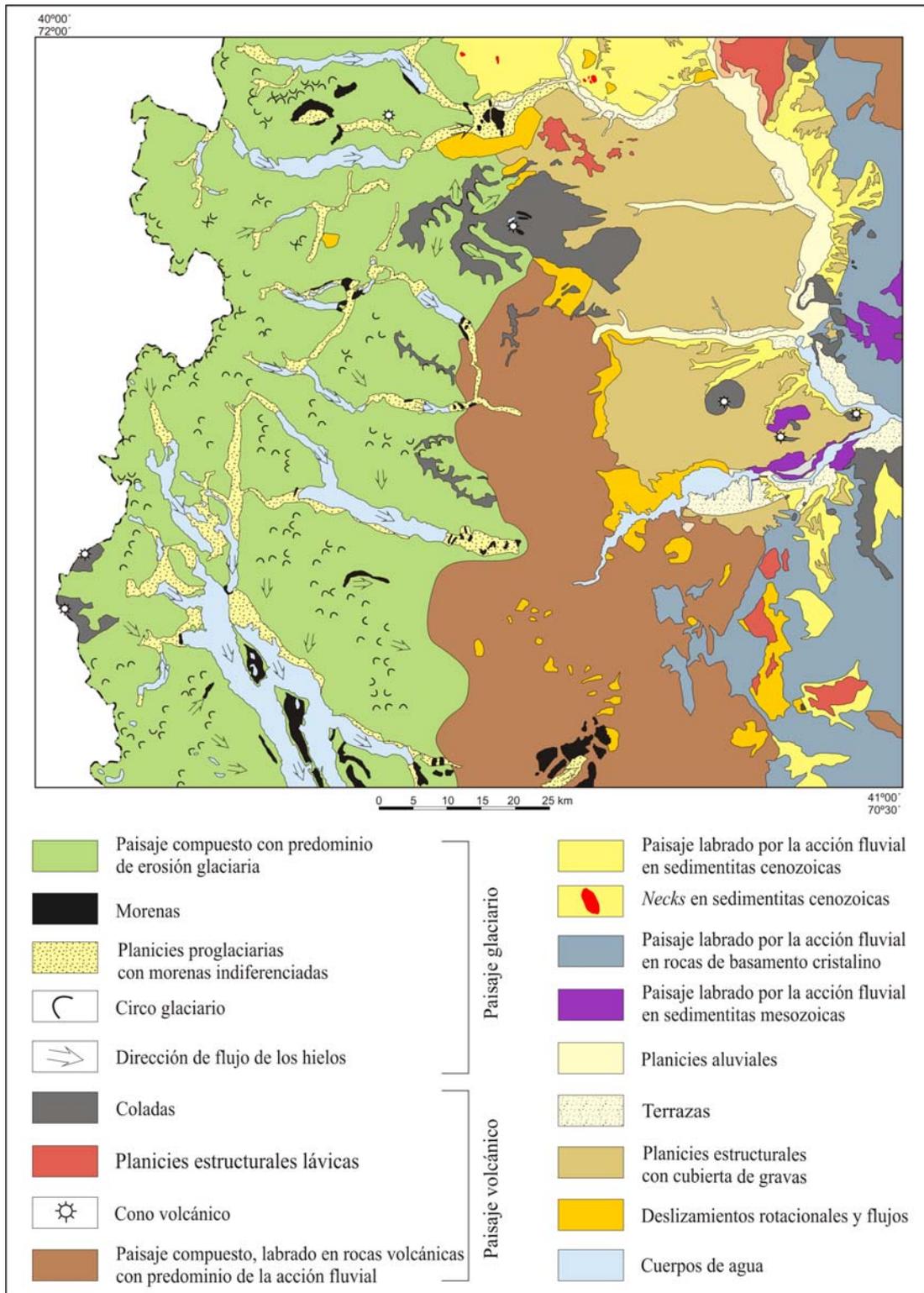


Figura 30. Esquema geomorfológico de la Hoja San Martín de los Andes.

Caldenius (1932). Otras extensas planicies glaci-fluviales se conservan en la Vega Maipú, al noreste del lago Lácar y en el valle del río Quilquihue. Al oeste del lago Triful, planicies glaci-fluviales muy poco extensas y muy disectadas por la acción fluvial se ubican entre los arcos morénicos marginales.

Al norte del lago Lácar, y a una altura de 900 m sobre el nivel del mar, la pampa de Quilanlahue es una extensa planicie glaci-lacustre que evidencia la posición de un antiguo cuerpo de agua, formado por endicamiento producido por la depositación de materiales de origen glaciario y de remoción en masa. El vaciamiento de este lago se generó a partir de su

captura por los arroyos Quilanhue y Quechuquina, que drenaron sus aguas hacia el sur, al lago Lácar (Escosteguy y Franchi, 2011). Otras planicies glacialacustres de muy poca extensión, disectadas por la acción fluvial, se localizan alrededor de algunos lagos, como al norte del brazo Rincón del lago Nahuel Huapi. Por razones de escala no han sido mapeadas en este trabajo.

En cuanto a las geoformas de erosión glaciaria, las artesas y circos glaciarios son los rasgos más comunes y evidentes, fácilmente reconocibles incluso en las imágenes satelitales. Las artesas glaciarias son amplias y exhiben los típicos perfiles transversales en forma de «U», observándose también valles colgantes producto del cambio de nivel de base por la acción fluvial. Todos los valles principales, ocupados por lagos, en su mayoría de orientación aproximada oeste-este, fueron generados por la acción glaciaria que alcanzó su mayor magnitud en el Pleistoceno.

En las márgenes de muchos lagos, sobre rocas graníticas y volcánicas se observan geoformas de menor tamaño, como rocas aborregadas, surcos, estrías y marcas semilunares, indicadores de la acción glaciaria. Por ejemplo, se pueden observar en lugares de fácil acceso como en el paraje Yuco (figura 31) y en el lago Escondido, al sur de Quila Quina.

Geoformas derivadas de procesos de remoción en masa

En el ámbito de este trabajo los deslizamientos rotacionales son las principales geoformas derivadas de los procesos de remoción de masa.

Predominan los deslizamientos rotacionales y multirrotacionales en los bordes de coladas y planicies estructurales lávicas, constituidas por el apilamiento de sucesivos mantos basálticos y/o andesíticos que se apoyan sobre sedimentitas friables paleógenas y/o neógenas, condiciones litológicas y morfológicas que favorecen estos procesos de remoción en masa.

Al sureste de la comarca, alrededor de la meseta del Portillo y de la planicie de Panquehuau, estas geoformas son el resultado de la movilización de grandes volúmenes de rocas que generaron depósitos que abarcan gran extensión superficial. Otros buenos ejemplos de este fenómeno se ven en el borde de la pampa La Horqueta, sobre la ruta nacional 40, al noreste de la comarca. En las planicies estructurales lávicas hay muy buenos modelos de deslizamientos multirrotacionales, en los que se observa la zona de arranque, la corona, la escarpa principal, constituida por pendientes abruptas y empinadas, las escarpas secundarias, el ápice y el tope. También se observan caídas de rocas. En algunos



Figura 31. Surco, estrías y marcas semilunares, en el paraje Yuco.

bordes de estas planicies se puede advertir que los movimientos gravitacionales comenzaron con una primera etapa de caída o deslizamiento y una segunda etapa que corresponde a un flujo distal.

Al norte del cordón de Chapelco, entre el cerro Chapelco Chico y la Vega Maipú se han observado deslizamientos rotacionales a gran escala, poco comunes, que involucran enormes bloques de volcanitas paleógenas muy poco deformados, panorámicamente se puede observar una sucesión formada por potentes coladas que se intercalan con material piroclástico. En este deslizamiento rotacional no se observan ni la corona ni la escarpa principal, aunque sí el «*back tilt*». Se considera que es probable que este proceso continúe aún, ya que existen indicios que así lo indicarían, como la deformación y ruptura constante del asfalto de la ruta provincial 234, en la curva de Pío Proto y alrededores, entre las localidades de San Martín de los Andes y Junín de los Andes. Dado que el lugar es altamente poblado es aconsejable realizar estudios más profundos que confirmen o no este movimiento.

Deslizamientos rotacionales y flujos de detritos provenientes de planicies estructurales con cubierta de gravas que sobreyacen a areniscas y tobas subhorizontales del Miembro Limay Chico de la Formación Caleufú, se observan a lo largo de todos los valles de la región extraandina, destacándose por su volumen aquellos ubicados en las laderas del arroyo Limay Chico, parte de los cuales fueron descritos por Fauqué (1980).

Avalanchas de rocas y detritos son muy comunes en las volcanitas paleógenas de la Formación Huitrera. Se pueden observar muy bien estos fenómenos en las laderas del arroyo El Manzano, al sur del lago Traful, en el valle del río Limay y en el arroyo Limay Chico. Desde el punto de vista geomorfológico se advierte la corona y un depósito distal en forma de lóbulo.

Aguas arriba del arroyo El Manzano, una avalancha de rocas y detritos generó un depósito sobre el cauce y formó un dique natural que dio origen a una pequeña laguna que duró hasta mediados del siglo XX. Antiguos pobladores de esta región conocieron este cuerpo de agua.

Geformas y paisajes derivados del proceso fluvial

Las características climáticas de esta región patagónica, con precipitaciones aproximadas de 3000 mm anuales en el área cordillerana, determinan la

existencia de una gran cantidad de cursos permanentes y de espejos de agua.

La red de drenaje, en el ámbito de este trabajo, está controlada por lineamientos estructurales locales y regionales y por la inhomogeneidad litológica que genera áreas más fácilmente erodables. En el paisaje glaciario el escurrimiento de las aguas está controlado por la disposición de las artesis glaciarias, observándose gran cantidad de cursos desproporcionados en menos que drenan amplios valles en forma de «U». La red de drenaje que se desarrolló sobre el paisaje volcánico tiene un diseño anárquico, constituido por un gran número de pequeños cursos temporarios y permanentes.

Todos los cursos permanentes que provienen de la cordillera son muy importantes desde el punto de vista hidrológico, porque sus aguas se generan a partir del deshielo y las lluvias. Los de mayor caudal son los ríos Limay y Collón Curá, que se destacan también por su extensión y amplios valles.

El río Limay es de régimen permanente y hábito meandriforme, sus aguas drenan una extensa cuenca situada al pie de la cordillera de los Andes, que incluye los lagos Nahuel Huapí, Correntoso y Espejo, entre otros. Nace en el extremo oriental del lago Nahuel Huapí y fluye con dirección al noreste hasta su confluencia con el río Neuquén. El valle es proporcionado y presenta poco desarrollo de planicie aluvial. En el ámbito de la Hoja fue labrado en rocas volcánicas paleógenas. El curso se caracteriza en algunos sectores por hacer curvas muy próximas al ángulo recto; esto se debe principalmente a un fuerte control estructural y litológico. Se han conservado algunos niveles de terrazas muy poco extensos. Es importante destacar que el río Limay ha sido modificado en los últimos 30 años por la construcción de dos embalses, Alicurá y Piedra del Águila, este último también endicó el río Collón Curá.

El Collón Curá es un río de hábito meandriforme de aguas permanentes que drena de norte a sur, colecta sus aguas principalmente de los ríos Chimehuín, Caleufú y Aluminé, este último situado al norte, fuera de la comarca. El valle fue labrado en sedimentitas paleógenas y neógenas, es proporcionado y aloja una extensa planicie aluvial que contiene una gran cantidad de meandros abandonados y varios niveles de terrazas, evidenciando cambios de energía del sistema.

El río Chimehuín es de régimen permanente, fluye de norte a sur y aguas abajo del cerro de los Pinos la dirección varía al oeste-este hasta su desembocadura en el río Collón Curá. El valle contiene

una extensa planicie aluvial con meandros abandonados y varios niveles de terrazas.

El río Caleufú también es de régimen permanente y nace de la confluencia de los ríos Meliquina y Filo Hua Hum. Desde este punto, fluye 8 km en dirección noroeste-sureste, se desvía 90° hacia el noreste hasta la estancia Caleufú, con un hábito sinuoso debido a un fuerte control estructural y litológico determinado por las volcánicas paleógenas, en este tramo existen desvíos del curso con ángulos que superan los 90°, también se observa muy poco desarrollo de la planicie aluvial y un valle típicamente fluvial en forma de «V» con paredes empinadas. A partir de la estancia Caleufú, el curso se vuelve a desviar hacia el este, y su hábito se hace meandriforme con una extensa planicie aluvial. Se observan meandros abandonados y varios niveles de terrazas.

En el paisaje labrado en sedimentitas cenozoicas y en las planicies estructurales con cubierta de gravas, se observa que la red fluvial es paralela, con rumbo oeste-este y con pendiente hacia el río Collón Curá, a causa de un fuerte control litológico.

Escosteguy y Franchi (2011) describieron la captura fluvial de los arroyos Quechuquina y Quilanlahue, en el extremo noroccidental del lago Lácar, a dos kilómetros al oeste de Yuco. Las capturas se habrían producido luego (y como consecuencia) del retiro de los hielos, que dejaron al descubierto una topografía irregular y la generación de una red fluvial no integrada, con niveles de base locales, produciéndose un incremento de la capacidad erosiva de los cursos y la generación del lago Lácar, entre otros. Sin duda alguna, el retroceso y extinción de los glaciares en este sector de la Cordillera Norpatagónica han sido el factor preponderante para el desarrollo de este proceso de captura fluvial, asociados con un fuerte cambio climático postglaciar (más húmedo), que habría ocurrido en el Holoceno, sobre la base de la excelente preservación de la pampa de Quilanlahue. En un ambiente favorable en cuanto a las condiciones litológicas (alternancia de mantos competentes e incompetentes), estructurales (sistema de fallamiento norte-sur) y topográficas (fuerte desnivel relativo).

La actual pampa de Quilanlahue está conformada por depósitos lacustres y está limitada hacia el este por un arco morénico que la separa de la pampa del Trompul. Se interpreta que el antiguo lago de Quilanlahue era alimentado predominantemente por las aguas que drenaban el área del ce-

rro Malo, y que eran endicadas por el arco de morenas. En la actualidad, el drenaje del cerro Malo es recogido por el arroyo Quechuquina, que desciende hacia el lago Lácar con un rumbo aproximado oeste-este y luego norte-sur. Hacia el este, otro curso paralelo al tramo inferior del anterior, el arroyo Quilanlahue, recibe aguas de la pampa y cerro homónimo. El arroyo Quechuquina presenta una mayor profundización del cauce con respecto al arroyo Quilanlahue, en correspondencia con su mayor caudal. Ambos cursos extendieron sus cabecezas hacia el norte a través de dos fajas estructurales prácticamente paralelas, por erosión retrocedente, hasta llegar al nivel de base de la pampa de Quilanlahue (910 m s.n.m.), erosionando volcánicas paleógenas de la Formación Huitrera. Los cauces de ambos arroyos se caracterizan por frecuentes resaltos, dada la fuerte pendiente y la heterogeneidad litológica que atraviesan.

La captura del drenaje por parte de los arroyos Quechuquina y Quilanlahue se estima que se habría producido en dos etapas: en la primera se produjo la captura de las aguas de la laguna a través de la erosión retrocedente del arroyo Quilanlahue (figura 32a), y en la segunda, el arroyo Quechuquina capturó el curso del río que escurría desde el cerro Malo hacia el este, cerca de su desembocadura en el antiguo lago. Ambos procesos ocasionaron el vaciado de la cuenca, generando los codos de captura que se aprecian actualmente (figura 32 b,c).

Otro ejemplo de captura en este sector, se reconoció en el arroyo Quilahuintos, que capturó las aguas de la pampa del Trompul, que es una planicie glacifluvial generada por los hielos englazados en la pampa de Quilanlahue.

Un nuevo ejemplo de captura es el arroyo Limay Chico, que capturó al arroyo Alicurá y a otros que drenaban hacia el este, debido a una erosión retrocedente que se generó a lo largo de una faja de debilidad estructural (Fauqué, 1980).

Paisajes labrados por la acción fluvial en sedimentitas mesozoicas y cenozoicas

En el esquema geomorfológico se han diferenciado dos tipos de paisajes labrados por el predominio de la acción fluvial sobre rocas sedimentarias.

Uno de ellos es el que está constituido por la erosión de sedimentitas cenozoicas de las formaciones Collón Curá y Caleufú, ampliamente distribuidas en el norte de la comarca, con gran extensión superficial. Estas unidades tienen, en líneas

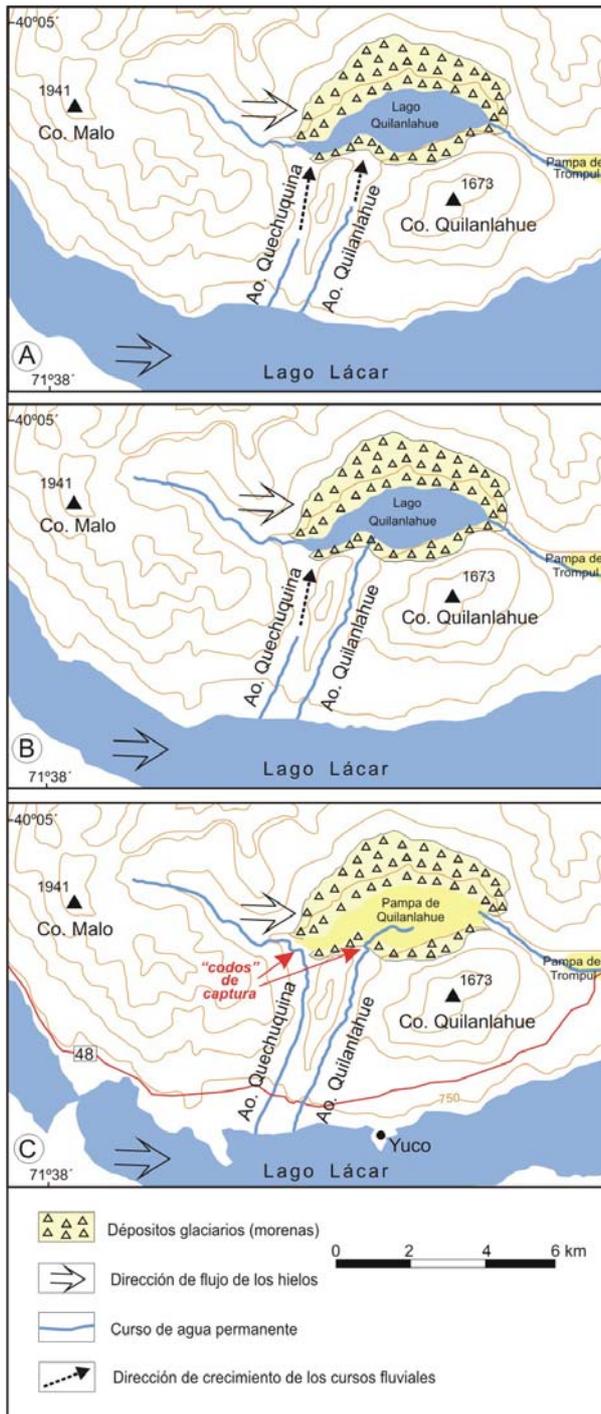


Figura 32. Proceso de captura del arroyo Quechuquina (tomado de Escosteguy y Franchi, 2011).

generales, mediano grado de consolidación y baja resistencia a ser erosionadas por la acción hídrica, existen también procesos de remoción en masa bajo la forma de deslizamientos rotacionales y flujos de rocas y detritos. La red de drenaje en general tiene rumbo oeste-este con leve pendiente hacia el este. Básicamente este paisaje presenta una superficie sumamente ondulada e irregular, con lomadas de formas redondeadas y con una escasa cobertura

vegetal. Se observan también bancos más resistentes de areniscas y conglomerados. En algunos sectores conforman *badlands*.

El segundo tipo de paisaje se da donde la erosión hídrica, con un mayor control estructural, afectó las sedimentitas mesozoicas. Éstas, a diferencia de las anteriores, han sufrido una mayor deformación a causa de la tectónica regional, y también son bastante más compactas y duras, características que se pueden observar, por ejemplo, en los alrededores de la estancia Corral de Piedra y en la loma Ranquel Huao.

Planicies estructurales con cubierta de gravas

Desde el punto de vista geomorfológico, grandes áreas de la Patagonia extraandina se caracterizan por extensas planicies estructurales con cubierta de gravas, conocidas hasta hace pocos años en la literatura geológica bajo la denominación de Rodados Patagónicos o Rodados Tehuelches.

Estas planicies han sido el producto de diversos factores, entre ellos la coalescencia de abanicos aluviales producidos por sucesivos episodios de agradación pedemontana, desarrollados con posterioridad a la fase principal de ascenso de la Cordillera de los Andes, acaecida en el Mioceno medio. Este proceso es característico en las áreas cercanas al pie cordillerano y es el que predominó en esta región. Estos depósitos de agradación tienen forma tabular, entre 3 y 15 m de espesor y están constituidos por material psefítico de variado tamaño.

En la Hoja San Martín de los Andes se observa sólo un nivel de planicies estructurales con cubierta de gravas, muy extenso, que ocupa una franja situada al oeste del río Collón Curá, de unos 25 km de ancho por 45 km de largo, entre los ríos Limay y Chimehuín.

Algunos relictos de esta planicie, que han sido disectados y erosionados por la acción hídrica, se observan al este del río Collón Curá, al sur del río Limay y al norte del río Chimehuín.

Geoformas derivadas del proceso eólico

En esta región el viento es un factor geomórfico muy importante, y se han observado gran cantidad de pequeñas dunas vinculadas con depósitos de planicie aluvial y de terrazas del río Collón Curá, comunes al reparo de la vegetación.

4.2. GEOFORMAS Y PAISAJES DERIVADOS DE PROCESOS ENDÓGENOS

Paisaje volcánico

El paisaje volcánico actual ha sido generado por una intensa actividad volcánica acaecida durante el Mesozoico y el Cenozoico. En el esquema geomorfológico de la Hoja se han diferenciado varias geoformas y paisajes.

El paisaje compuesto, labrado en rocas volcánicas con predominio de la acción fluvial, y en menor medida por procesos de remoción en masa, se localiza en el sector extraandino. La actividad volcánica durante el Cenozoico fue muy importante en esta región por su intensidad y extensión areal. La unidad está constituida por una secuencia de mantos de lavas y material piroclástico, subhorizontal, con colores gris oscuro a negro con alternancia de blanquecinos, amarillentos, verdosos y rojizos. Estas litologías, sumado a la gran cantidad de *necks* que sobresalen en el paisaje por su mayor resistencia a la erosión, le dan al lugar un atractivo muy especial que lo diferencia del resto. El paso El Córdoba, el mirador del lago Trafal y principalmente el famoso valle Encantado, en Confluencia, sobre el río Limay, son excelentes puntos para observar las características de este paisaje.

La actividad volcánica que aconteció durante el Plioceno, consistente en el derrame de lavas basálticas principalmente sobre sedimentitas miocenas, dio lugar a la generación de planicies estructurales lávicas, a partir del modelado por la ac-

ción hídrica. Las mesetas del Portillo, de Panquehuau (figura 33) y La Horqueta entre otras, son planicies estructurales lávicas que están constituidas por extensas y sucesivas coladas basálticas de gran volumen, aglomerados y brechas. Los bordes de estas planicies presentan una abrupta barda subvertical que corresponde a una escarpa de erosión en activo retroceso debido a procesos de remoción en masa, fundamentalmente deslizamientos rotacionales. En algunos sectores cercanos a la meseta del Portillo, se observan mesillas, montes testigo y pedestales (*butte*), que testimonian la existencia de planicies estructurales lávicas de mayor extensión en el pasado. En lo alto del cordón de Chapelco se observan coladas pliocenas y pleistocenas, las primeras muy fuertemente erosionadas por la acción de los glaciares, observándose circos y valles en «U», en tanto que las segundas sobresalen del resto por su menor degradación y por contener un cono volcánico (cerro Puntudo Grande, 2237 m) del que se derramaron las lavas hacia el este.

Otras coladas pliocenas muy degradadas por la acción fluvial se observan en el valle del río Collón Curá, al sur de Paso Flores.

En el sector fronterizo del paso Cardenal Samoré (ex paso Puyehue), los cerros Mirador (1823 m) y Pantoja (1897 m) son conos volcánicos muy erosionados por la acción glaciaria y fluvial.

Los cerros de los Pinos (1252 m) y Chenques (1355 m), ubicados al norte de la comarca, son *necks* que se distinguen claramente del paisaje circundante debido a su forma aguzada. Actualmente están muy desmantelados por la erosión y meteorización.

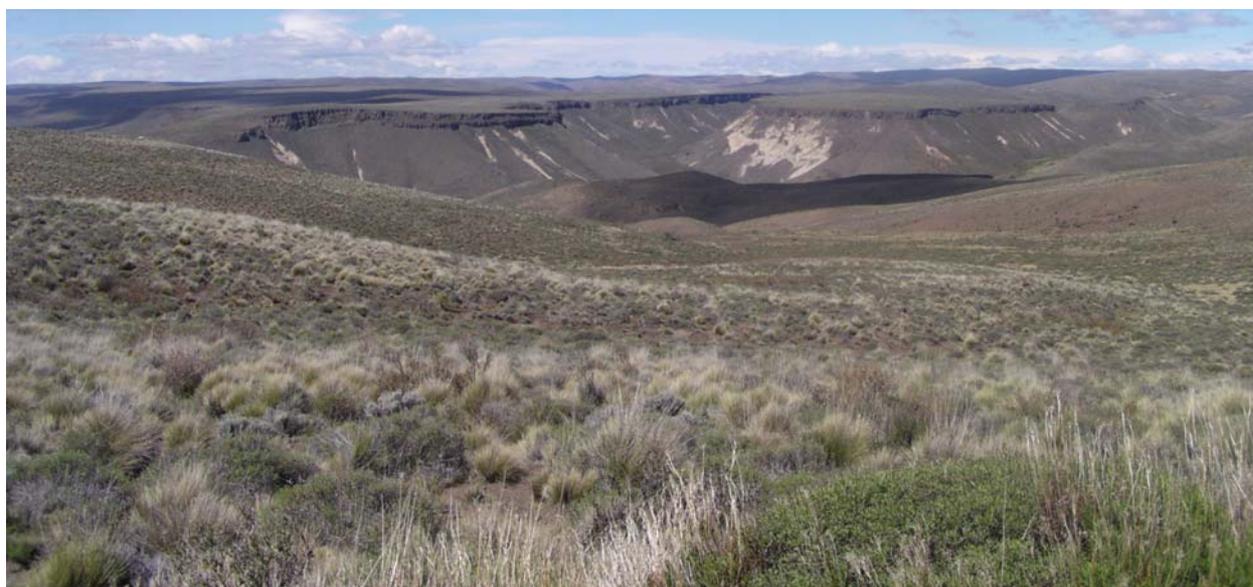


Figura 33. Planicie estructural basáltica en la meseta Panquehuau, Provincia de Río Negro.

En la pampa de Alicurá, el cerro Morro (996 m) es un cono volcánico pleistoceno que derramó coladas sobre la planicie estructural con cubierta de gravas de la que sobresale levemente.

Al norte del lago Lácar, el cerro Colorado (1778 m) es otro cono volcánico muy bien conservado. Se caracteriza por su color rojizo producto del material piroclástico que lo tapiza.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

En el sector noroccidental de la Patagonia tuvo lugar un episodio tectónico- magmático durante el Devónico-Carbonífero temprano vinculado con la formación de un arco magmático asociado a subducción. Este episodio constituyó una faja de metamorfismo regional al afectar un protolito de sedimentitas y rocas eruptivas de composición intermedia que fue intruido por granitoides tardiotectónicos granodioríticos y tonalíticos. Todo este conjunto metamórfico-ígneo fue reunido en el Complejo Colohuincul, la unidad más antigua aflorante en el sector andino de la Hoja.

El basamento del área extraandina, por su parte, está representado por la Formación Cushamen, consistente en un protolito de sedimentitas y vulcanitas intercaladas generadas en un ambiente de antearco en el Silúrico tardío-Devónico-Carbonífero, adyacente a un arco magmático que estuvo activo coetáneamente durante el Devónico-Carbonífero, que sufrió un pico metamórfico en el Carbonífero-Pérmico temprano.

Estas unidades que conforman el basamento ígneo-metamórfico del noroeste de Patagonia forman parte de una compleja historia en la que ambos procesos, magmatismo y metamorfismo, se han vinculado con eventos tectónicos generados por la formación de zonas de subducción y la colisión de Patagonia contra el margen sudoccidental de Gondwana. Uno de los últimos testimonios de estos procesos está dado por la intrusión, en las metamorfitas de la Formación Cushamen, de los granitoides de la Formación Mamil Choique, interpretados como calcoalcalinos y característicos de un ambiente colisional, con edades carbonífero-pérmicas.

Hacia el final del Paleozoico y fundamentalmente en el Triásico tuvo lugar un generalizado episodio de extensión que perduró hasta el Jurásico temprano. En nuestra región, la intrusión de los granitoides de la Formación Lipetrén podría estar vinculada con los estadios iniciales de ese evento. La reactivación

de antiguas fallas paleozoicas derivó en la generación de hemigrábenes que conformaron pequeñas cuencas aisladas en las que se depositaron sedimentos continentales como los que constituyen las formaciones Paso Flores y Nestares en el sudoeste de la comarca. En tanto, en la cordillera, las vulcanitas y sedimentitas reunidas en la Formación Montes de Oca y referida al Jurásico inferior, también estarían relacionadas con la tectónica extensional y la formación de hemigrábenes. Paralelamente, se habrían iniciado en este tiempo subducción con extensión, vinculada con la fragmentación de Gondwana, y cuyo testimonio en la región está indicado por la erupción de las vulcanitas de la Formación Sañicó.

En el área abarcada por la hoja, la única unidad marina reconocida que forma parte del relleno de la Cuenca Neuquina es la Formación Piedra Pintada, que integra el Grupo Cuyo, como representante de la primera ingresión que cubrió gran parte de dicha cuenca.

En el sector occidental, la cuenca estaba limitada por un arco magmático activo en el que se generaron los granitoides de la Formación Los Machis, del Jurásico- Cretácico, como exponente local del denominado Batolito Patagónico Cordillerano.

En el sudeste de la Hoja se conservaron remanentes aislados de depósitos continentales del Cretácico tardío, la Formación Angostura Colorada, correlacionables con las sedimentitas que constituyen las facies superiores del Grupo Neuquén. Hay también un puntual asomo de basaltos, Basalto Estancia Chacabuco, cuya edad de 80 Ma permite vincularlo con otros exponentes del vulcanismo básico situados en la Precordillera de Chubut.

La evolución del Cenozoico en la comarca está directamente vinculada con la estructuración andina, que se habría iniciado ya a fines del Cretácico inferior, a raíz de cambios en el régimen de subducción en el oeste de la Placa Sudamericana que llevaron a la generación de esfuerzos compresivos en el arco y retroarco, con posterior deformación compresiva, principio de inversión tectónica de las estructuras distensivas y formación de corrimientos.

En este marco, una extensa faja volcánica de rumbo nornoroeste se desarrolló en el noroeste de Patagonia durante la mayor parte del Paleógeno. Se han reconocido dos ramas, una oriental, extraandina, denominada cinturón de Pilcaniyeu, cuyas primeras manifestaciones lávicas tienen edades paleocenas, y otra occidental o andina, el cinturón de El Maitén, con edades del Eoceno a Oligoceno. La primera está representada por la Forma-

ción Huitrera, con componentes lávicos y piroclásticos desde ácidos hasta básicos y sedimentitas continentales asociadas, en tanto que la restante es la Formación Ventana, con litología prácticamente similar con el aporte de sedimentitas marinas en algunas localidades. Ambas ramas marginan la cuenca de Ñirihuau situada al sur del área estudiada y su formación y desarrollo se ha vinculado con extensión.

A comienzos del Neógeno, la zona cordillerana comenzó a elevarse y deformarse por efecto de otros pulsos compresivos, que en el retroarco dieron lugar a la apertura de la cuenca de Collón Curá, que fue rellenada inicialmente por depósitos piroclásticos provenientes de vulcanismo del activo arco andino, la Formación Collón Curá, con progresivo aporte de sedimentitas epiclásticas en una sucesión granocreciente, con esporádicos aportes volcánicos que constituyen la Formación Caleufú. Paralelamente, hubo en la región del arco intrusión de granitoides ácidos a intermedios reunidos en la Formación Coluco. Posiblemente vinculados con discretos episodios de relajación, se produjeron en distintos momentos del Neógeno y hasta el Cuaternario, efusiones de vulcanitas básicas de magnitudes no demasiado significativas y decrecientes en el tiempo (formaciones Cerro Petiso y Chapelco, Basalto Chenqueniyeu, formaciones Paso Mirador y Aseret, basaltos holocenos y del cerro La Horqueta) y de localizadas manifestaciones volcánicas de composición intermedia (Formación Los Pinos).

El sector andino de la hoja fue fuertemente afectado por la actividad glaciaria que ocurrió durante el Pleistoceno y parte del Holoceno. Los efectos más importantes fueron la excavación y ensanche de valles, la formación de cubetas donde se emplazaron los lagos de origen glaciario y el desarrollo de sistemas morénicos de los que se conservan escasos exponentes que quedaron protegidos de la erosión fluvial. En la actualidad son conspicuos los depósitos fluviales y de remoción en masa, cuya formación está favorecida por las copiosas precipitaciones pluviales y nivales.

6. RECURSOS MINERALES

En el ámbito de la Hoja Geológica San Martín de los Andes los indicios y ocurrencias minerales se circunscriben a depósitos de minerales industriales: canteras de áridos y ocurrencias de cuarzo y carbón (Cuadro 2).

6.1. DEPÓSITOS DE MINERALES INDUSTRIALES

Áridos

Arenas y gravas

Las canteras de áridos registradas se ubican especialmente en los alrededores de la localidad de San Martín de los Andes y a la vera de las principales rutas de la región, sobre los depósitos aluviales de los ríos y arroyos de la zona, como el Quilquihue, Alicurá y Caleufú, entre otros, y también en los depósitos de acarreo glaciario y glacifluvial. Las unidades estratigráficas involucradas son los Depósitos aluviales y coluviales indiferenciados del Holoceno y los Depósitos glaciarios indiferenciados del Pleistoceno-Holoceno.

Se trata de 14 canteras en las que se explotan áridos utilizados para el mantenimiento de las huellas y caminos de ripio y para la construcción en la zona urbana.

Cuarzo

Hay manifestaciones de cuarzo en enjambres de diques de pegmatitas de la Formación Cushamen y en áreas puntuales de esa unidad. Los cuerpos graníticos afloran en el sector oriental de la Hoja.

Se contabilizan 3 manifestaciones de cuarzo de escaso desarrollo, entre ellas Collón Curá y Jorgelina, situados al este del río Collón Curá.

Carbón

Se ha reconocido sólo un yacimiento de carbón, en sedimentitas intercaladas en la secuencia volcánica de la Formación Huitrera (Paleoceno-Oligoceno). Los mantos de carbón explotados en la mina Jorge Newbery, situada al noroeste del lago Nahuel Huapi, en las cercanías del arroyo Carbón desde el año 1901, tuvieron una producción histórica de 2.615 t en 1944, en el período abarcado entre y durante las guerras mundiales, cuando el país tenía una gran falta de combustibles.

7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Cerro Colorado

Al norte del lago Lácar, a unos 10 km de la ciudad de San Martín de los Andes, por la ruta provin-

cial 48, se observa sobre la mano derecha un cono volcánico de escasa altura, edificado por la acumulación de escoria a partir de una erupción explosiva holocena. Esta geoforma constituye el cerro Colorado y se eleva aproximadamente a partir de los 1725 metros (figura 26).

El cerro Colorado (1778 m) posee una forma cónica intacta de unos 240 m de diámetro por 50 m de altura, es un cono de escoria de tonalidad rojiza, constituido por lapilli y bombas volcánicas. También en él se destaca una pequeña colada de basalto olivínico. Este cerro se considera como sitio de interés geológico dado que su fácil acceso, incluso hasta su cima a través de una senda, da la posibilidad a gente interesada (estudiantes y turistas, entre otros) de conocer uno de los tipos de volcanismo explosivo.

Cuenca del Collón Curá

La cuenca del Collón Curá es un ejemplo de cuenca generada por esfuerzos trastensionales (Ramos, 1999b).

Esta cuenca se desarrolla al norte del río Limay de forma paralela al río Collón Curá, que fluye recostado sobre la margen oriental del valle. Su relleno está principalmente constituido por sedimentitas, con volcaniclastitas y volcanitas subordinadas, de edad mioceno-pliocenas. Tiene un perfil asimétrico, con los mayores espesores, del orden de los 300 m, en el sector occidental próximo al frente de la faja cordillerana, con un arreglo granocreciente. Su sustrato son las rocas del basamento paleozoico con algunos remanentes de sedimentitas y volcanitas mesozoicas en el sector sudoriental y de volcanitas y sedimentitas del Paleoceno-Oligoceno hacia el oeste (formaciones Huitrera y Lolog).

Dentro del ámbito de la hoja se localizan las secciones tipo de las formaciones Collón Curá y Caleufú, en la margen izquierda del río Collón Curá y derecha del río Caleufú, que constituyen el relleno neógeno de la cuenca.

Represa Alicurá-Formación Nestares

El dique de la represa de Alicurá está situado sobre la sección tipo de la Formación Nestares, cuyos únicos afloramientos están situados en ambas margenes del valle. Esta unidad está constituida por una potente secuencia sedimentaria de origen con-

tinental con un alto contenido fosilífero de edad jurásica inferior. La integran conglomerados, areniscas conglomerádicas, areniscas y pelitas, de color pardo amarillento y gris claro a blanquecino (figuras 6, 7 y 34).

Ruta de los Siete Lagos

Ruta turística, escénica por naturaleza, el camino que conecta los lagos Lácar, Machónico, Falkner, Villarino, Escondido, Correntoso y Espejo, entre San Martín de los Andes y Villa La Angostura, en la actualidad parte de la renombrada ruta nacional 40, es también un muestrario impactante de los procesos de erosión y acumulación glaciarios y del paisaje resultante (lagos, ríos, cascadas, abruptos paredones, valles en U, pendientes escarpadas), sumado a la belleza generada por una profusa vegetación arbórea y arbustiva, el bosque andino patagónico. Las masas rocosas suelen verse en las cumbres y en los faldeos más altos de los cerros que la marginan, ya que esa cubierta vegetal tapiza todo cual alfombra verde. Sin embargo, se pueden apreciar en determinados sitios magníficos ejemplos de las metamorfitas paleozoicas del Complejo Colohuincul en el tramo que bordea el lago Lácar (figura 2), de las volcanitas paleógenas de la Formación Huitrera, de los granitoides jurásico – cretácicos de la Formación Los Machis, de las volcanitas jurásicas de la Formación Montes de Oca y de las paleógenas de la Formación Ventana y también de los piroclastos holocenos de la Formación Río Pireco, con sus estratos de cenizas y lapilli edafizados en parte (figura 29), en asomos puntuales que marginan la ruta.

Valle Encantado

El valle del río Limay en los alrededores de Confluencia se conoce como Valle Encantado, debido a las formas de erosión que adoptan las rocas volcánicas paleógenas de la Formación Huitrera por las que discurre el río (figura 35). En ese tramo los mantos de lavas y piroclastitas de colores contrastantes en la gama de los verdes, morados y grises constituyen altos paredones verticales en los que la erosión labró figuras llamativas que semejan castillos almenados, delgadas y elevadas torres, como la denominada Dedo de Dios, entre otras formas.



Figura 34. La Formación Nestares frente al dique Alicurá, sobre la ex ruta 40.



Figura 35. Vista del Valle Encantado en Confluencia. El primer plano, sector distal del embalse del dique Alicurá.

N°	SUSTANCIA	NOMBRE	DISTANCIA A LA LOCALIDAD MÁS CERCANA (en línea recta)	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGÍA	UNIDAD CARTOGRÁFICA	EDAD	MINERALOGÍA	LABORES MINERAS
				LATITUD SUR (X)	LONGITUD OESTE (Y)						
1	Áridos	Cantera sin nombre	13 km al NO de S.M. de los Andes	40°07'05"	71°28'10"	4172-5	Gravas, arenas, limos, arcillas	Depósitos aluviales y coluviales indiferenciados	Holoceno		Cantera
2	Áridos	Cantera sin nombre	15,7 km al S de S.M. de los Andes	40°19'28"	71°21'43"	4172-5	Gravas, arenas, limos, arcillas	Depósitos aluviales y coluviales indiferenciados	Holoceno		Cantera
3	Áridos	Cantera sin nombre	28,9 km al SSE de S.M. de los Andes	40°28'55"	71°14'01"	4172-11	Gravas, arenas, limos, arcillas	Depósitos aluviales y coluviales indiferenciados	Holoceno		Cantera
4	Áridos	Cantera sin nombre	34,4 km al SSE de S.M. de los Andes	40°25'52"	71°14'05"	4172-12	Gravas, arenas, limos, arcillas	Depósitos aluviales y coluviales indiferenciados	Holoceno		Cantera
5	Áridos	Cantera sin nombre	11,6 km al NE de S.M. de los Andes	40°08'05"	71°13'20"	4172-5	Gravas, arenas, limos, arcillas	Depósitos aluviales y coluviales indiferenciados	Holoceno		Cantera
6	Áridos	Cantera sin nombre	12 km al NE de S.M. de los Andes	40°07'48"	71°13'11"	4172-5	Gravas, arenas, limos, arcillas	Depósitos aluviales y coluviales indiferenciados	Holoceno		Cantera
7	Áridos	Cantera sin nombre	13,5 km al NE de S.M. de los Andes	40°07'52"	71°12'10"	4172-5	Gravas, arenas, limos, arcillas	Depósitos aluviales y coluviales indiferenciados	Holoceno		Cantera
8	Áridos	Cantera sin nombre	38,8 km al SS de S.M. de los Andes	40°30'41"	71°10'58"	4172-5	Gravas, arenas, limos, arcillas	Depósitos aluviales y coluviales indiferenciados	Holoceno		Cantera
9	Áridos	Cantera sin nombre	15,7 km al N de S.M. de los Andes	40°07'32"	71°10'30"	4172-5	Gravas, arenas, limos, arcillas	Depósitos aluviales y coluviales indiferenciados	Holoceno		Cantera
10	Áridos	Cantera sin nombre	19,6 km al NE de S.M. de los Andes	40°05'05"	71°09'07"	4172-5	Gravas, arenas, limos, arcillas	Depósitos aluviales y coluviales indiferenciados	Holoceno		Cantera
11	Carbón	Jorge Newbery	77,3 km al SSE de S.M. de los Andes	40°51'28"	71°07'07"	4172-17	Ignimbritas, tobas dacíticas y riolíticas, brechas volcánicas, andesitas, basaltos, traquitas	Fm. Huitrera	Paleoceno-Oligoceno	C	
12	Áridos	Cantera sin nombre	25,2 km al NE de S.M. de los Andes	40°04'06"	71°05'12"	4172-5	Gravas, arenas, limos, arcillas	Depósitos aluviales y coluviales indiferenciados	Holoceno		Cantera
13	Áridos	Cantera sin nombre	28,2 km al NE de S.M. de los Andes	40°02'20"	71°04'16"	4172-5	Gravas, arenas, limos, arcillas	Depósitos aluviales y coluviales indiferenciados	Holoceno		Cantera
14	Cuarzo	Collón Curá	62,8 km al SE de S.M. de los Andes	40°23'48"	70°39'29"	4172-12	Gneisses, esquistos, filitas, cuarcitas. Intrusivos granodioríticos y tonalíticos.	Fm. Cushamen	Devónico-Pérmico?	Q	
15	Áridos	Cantera sin nombre	66,7 km al SE de S.M. de los Andes	40°26'06"	70°37'45"	4172-13	Gravas, arenas, limos, arcillas	Depósitos aluviales y coluviales indiferenciados	Holoceno		Cantera
16	Cuarzo	Cantera sin nombre	65,6 km al E de S.M. de los Andes	40°17'53"	70°35'08"	4172-14		Fm. Cushamen	Devónico-Pérmico?	Q	
17	Cuarzo	Jorgelina	65,6 km al E de S.M. de los Andes	40°15'37"	70°35'06"	4172-15	Gneisses, esquistos, filitas, cuarcitas. Intrusivos granodioríticos y tonalítico.	Fm. Cushamen	Devónico-Pérmico?	Q	

Cuadro 2. Resumen de indicios y ocurrencias minerales.

BIBLIOGRAFÍA

- ARAGÓN, E., A. CASTRO, J. DÍAZ ALVARADO y D. Y. LIU, 2011. The North Patagonian batholith at Paso Puyehue (Argentina-Chile). SHRIMP ages and compositional features. *Journal of South American Earth Sciences*, 32: 547-554.
- ARDOLINO, A., A. LIZUAIN, R. PAGE y F. SALANI, 1999. Hoja Geológica 4369-II, Gan Gan. Provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, inédito. Buenos Aires.
- ARRONDO, O. y B. PETRIELLA, 1980. Alicurá, nueva localidad plantífera liásica de la provincia del Neuquén, Argentina. *Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana*, 17(3): 200-215.
- ARRONDO, O., L. SPALLETTI, E. MOREL y D. GANUZA, 1991. The sedimentological and paleobotanical characteristics of an Upper Triassic-Lower Liassic basin in northwestern Patagonia (Argentina). En Ulbrich, H. & Rocha-Campos, A. C. (Eds.): *Gondwana Symposium, 7th Proceedings*. Instituto de Geociencias, Universidade de São Paulo, 714 [1988]: 517-532. São Paulo.
- ARTABE, A. E. y E. M. MOREL, 2003. *Dictyophyllum tenuiserratum*, *Linguifolium arctum* y *Protocircoporoxylon marianaensis* (DLM) (Biozona de Asociación). En Stipanovic P. N. y Marsicano C. A. (Eds.): *Léxico Estratigráfico de la Argentina, Volumen VIII*. Asociación Geológica Argentina. Serie «B» (Didáctica y Complementaria) N° 26, 121 pp., Buenos Aires.
- ARTABE, A., E. MOREL y A. ZAMUNER, 1994. Estudio paleobotánico y tafonómico de la Formación Paso Flores (Triásico superior) en el Cañadón de Pancho, provincia del Neuquén, Argentina. *Ameghiniana* 31(2): 153-160. Buenos Aires.
- AUER, V., 1950. Las capas volcánicas como base de la cronología postglacial de Tierra del Fuego-Patagonia. *Revista de Investigaciones Agrícolas* 3(2): 57-208.
- BACKLUND, H., 1913. Algunas observaciones sobre rocas notables procedentes de Olavarría (Provincia de Buenos Aires) Dirección General de Minería, Geología e Hidrología, Boletín Serie B, 2. Buenos Aires.
- BANCHERO, J. C., 1957. Descripción geológica de las Hojas Catán Lil, Junín de los Andes, Paimún y Volcán Lanín. Secretaría de Ejército, Dirección General de Ingenieros, inédito. Buenos Aires.
- BASEI, M., R. VARELA, C. R. PASSARELLI, O. SIGA Jr., C. A. CINGOLANI, A. M. SATO y P. GONZÁLEZ, 2005. The crystalline basement in the north of Patagonia: isotopic ages and regional characteristics. En Pankhurst, R.J. y Veiga, G.D. (Eds.): *Gondwana 12: Geological and biological heritage of Gondwana, Abstracts*, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, Argentina, pp. 62.
- BECHIS, F. y E. CRISTALLINI, 2005. Tectonic evolution of the northern Ñirihuau basin, northwestern Patagonia, Argentina. VI International Symposium on Andean Geodynamics, Barcelona, Extended Abstracts: 103-106.
- BECHIS, F. y E. CRISTALLINI, 2006. Inflexiones en estructuras del sector norte de la faja plegada y corrida de Ñirihuau, provincia de Río Negro. *Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial N°6*: 18-25.
- BONDESIO, P., J. RABASSA, R. PASCUAL, M. VUCETICH y G. SCILLATO YAÑE, 1980. La Formación Collón Cura de Pilcaniyeu Viejo y sus alrededores (Río Negro, Argentina). Su antigüedad y las condiciones ambientales según su distribución. *Actas 2° Congreso Argentino Paleontología y Estratigrafía*, 3: 85-99. Buenos Aires.
- BONETTI, M. y R. HERBST, 1964. Dos especies de *Dictyophyllum* del Triásico de Paso Flores. Provincia del Neuquén, Argentina. *Ameghiniana*, 3(9): 273-279. Buenos Aires.
- BURCKHARDT, C., 1902. Le Lias du Piedra Pintada (Neuquén). *Revista del Museo de La Plata*, 10: 243-249. La Plata.
- CABEZA QUIROGA, J., 1944. Yacimientos de carbón de las vecindades de San Martín de los Andes. Yacimientos Carboníferos Fiscales. Informe inédito.
- CAGNONI, M., E. LINARES, M. HALLER y H. OSTERA, 1997. Caracterización geoquímica de la Formación Cushamen (Volkheimer, 1964) en el área de Río Chico, provincia de Río Negro, Argentina. Proveniencia y marco tectónico. *Actas 8° Congreso Geológico Chileno*, 2: 1229-1235. Antofagasta.
- CALDENIUS, C., 1932. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. Dirección Nacional de Minas y Geología, Publicación 95: 1-152.
- CAMINOS, R. L. y E. J. LLAMBÍAS, 1984. El basamento cristalino. 9° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 37-63. San Carlos de Bariloche.
- CAMPOS, A., H. MORENO, J. MUÑOZ, J. ANTINAO, J. CLAYTON y M. MARTIN, 1998. Geología del área Futrono-Lago Ranco, región de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N°8, 1 mapa escala 1:100.000.
- CASTRO, A., I. MORENO VENTAS, C. FERNÁNDEZ, G. VUJOVICH, G. GALLASTEGUI, N. HEREDIA, R. D. MARTINO, R. BECCHIO, L. CORRETGÉ, J. DÍAZ ALVARADO, P. SUCH, M. GARCÍAARIAS y D. LIU,

2011. Petrology and SHRIMP U-Pb zircon geochronology of Cordilleran granitoids of the Bariloche area, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 32: 508-530.
- CAZAU, L., 1972. Cuenca de Ñirihuau-Ñorquinco-Cushamen. En Leanza, A. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, 727-740, Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- CAZAU, L., D. MANCINI, J. CANGINI y L. SPALLETTI, 1989. Cuenca de Ñirihuau. En G. Chebli y L. Spalletti (Eds.): *Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica*, 6: 299-318. Tucumán.
- CAZAU, A., 1947. Una nueva flórcura jurásica en el cordón de Esquel, en el Chubut meridional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 2(1): 41-59, Buenos Aires.
- CERREDO, M. E., 1997. The metamorphism of Cushamen Formation, Rio Chico area. North Patagonian Massif, Argentina, VII Congreso Geológico Chileno, Actas II: 1246-1249, Antofagasta.
- CERREDO, M. y M. LÓPEZ de LUCHI, 1998. Mamil Choique Granitoids, southwestern North Patagonian Massif, Argentina: magmatism and metamorphism associated with a polyphasic evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 11(5): 499-515.
- CINGOLANI, C., L. DALLA SALDA, F. HERVÉ, F. MUNIZAGA, R. PANKHURST, M. PARADA y C. W. RAPELA, 1991. The magmatic evolution of Northern Patagonia; new impression of the pre-Andean and Andean Tectonics. *Geological Society of America, Special Paper N° 265*: 29-44.
- COCO, A. L., 1957. Descripción geológica de la Hoja Fortín 1° de Mayo y Quillén. Secretaría de Ejército. Dirección General de Ingenieros, inédito. Buenos Aires.
- COIRA, B. L., 1979. Descripción geológica de la Hoja 40 d, Ingeniero Jacobacci. Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 168, 104 pp., Buenos Aires.
- COIRA, B., M. FRANCHI y F. NULLO, 1985. Vulcanismo terciario al oeste de Somuncura y su relación con el arco magmático de la Cordillera Nordpatagónica, Argentina. 4° Congreso Geológico Chileno, vol. 4: 68-88.
- CUCCHI, R., 1998. Hoja Geológica 4169-I, Piedra del Águila. Provincias del Neuquén y de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 242, 74 pp., Buenos Aires.
- CUCCHI, R., H.A. LEANZA, D. REPOL, L. ESCOSTEGUY, R. GONZÁLEZ y J. DANIELI, 2006. Hoja Geológica 3972-IV Junín de los Andes. Provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 357, 102 pp., Buenos Aires.
- DALLA SALDA, L., M. LEGUIZAMÓN, M. MAZZONI, J. MERODIO, C. RAPELA y L. SPALLETTI, 1981. Características del volcanismo paleógeno en la Cordillera Nordpatagónica entre las latitudes 39° 30' y 41° 20' S. *Actas 8° Congreso Geológico Argentino*, 3: 629-657. Buenos Aires.
- DALLA SALDA, L., C. CINGOLANI y R. VARELA, 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. Buenos Aires.
- DALLA SALDA, L., C. CINGOLANI y R. VARELA, 1991b. El basamento cristalino de la región nordpatagónica de los lagos Gutiérrez, Marcardi y Guillermo, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46(3-4): 263-276. Buenos Aires.
- DALLA SALDA, L., R. VARELA, C. CINGOLANI y E. ARAGÓN, 1994. The Río Chico Paleozoic Crystalline Complex and the evolution of Northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 7(3): 1-10.
- DALLA SALDA, L., R. VARELA y C. CINGOLANI, 1999. El basamento pre-gondwánico del centro-oeste del Macizo Nordpatagónico. En Caminos, R. (Ed.): *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(5): 107-112. Buenos Aires.
- DAMBORENEA, S. E., 1987a. Early Jurassic Bivalvia of Argentina. Part 1. Stratigraphic introduction and superfamilies Nuculanacea, Arcacea, Mytilacea and Pinnacea. *Palaeontographica A*, 199(1-3): 23-111. Stuttgart.
- DAMBORENEA, S. E., 1987b. Early Jurassic Bivalvia of Argentina. Part 2. Superfamilies Pteriacea and part of Pectinacea. *Palaeontographica A*, 199(4-6): 113-216. Stuttgart.
- DAMBORENEA S. E. y M. O. MANCENÍDO, 1993: Formación Piedra Pintada. En Riccardi, A. C. y S. E. Damborenea (Eds.): *Léxico estratigráfico de la Argentina*. Volumen 9: Jurásico. Asociación Geológica Argentina, Serie B, 21: 313-316. Buenos Aires.
- DESSANTI, R. N., 1972. Andes Patagónicos Septentrionales. En Leanza A. F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 655-688, Córdoba.
- DIEZ, O. y M. ZUBIA, 1981. Sinópsis estratigráfica de la región de «El Bolsón», provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36(1): 19-28. Buenos Aires.
- DIGREGORIO, J. H., 1972. Neuquén. En Leanza A. F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 439-506. Córdoba.

- DIGREGORIO, J. H. y M. A. ULIANA, 1980. Cuenca Neuquina. En: Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias 2: 985-1032. Córdoba.
- DUHART, O., M. HALLER y F. HERVÉ, 2002. Diamictitas como parte del protolito de las metamorfitas de la Formación Cushamen en Río Chico, provincias de Río Negro y Chubut, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 97-100. El Calafate.
- DUHARTO., P.R. ANTINAO, J. CLAYTON, D. ELGUETA, S. G. CRIGNOLA y M. McDONOUGH, 2003. Geología del área Los Lagos-Malalhue, región de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, Nro. 81. 30 pp., 1 mapa escala 1:100.000.
- ESCOSTEGUY, L. y M. FRANCHI, 2010. Estratigrafía de la región de Chapelco, Provincia del Neuquén. Revista Asociación Geológica Argentina 66(3): 418-429. Buenos Aires.
- ESCOSTEGUY, L. y M. FRANCHI, 2011. Captura Fluvial al norte del lago Lácar, suroeste del Neuquén. XVI Congreso Geológico Argentino, Actas: 1208-1209. Neuquén.
- ESCOSTEGUY, L., M. FRANCHI y M. CEGARRA, 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, Actas: 832-833. San Salvador de Jujuy.
- FAUQUÉ, L. E., 1980. Geología del área aledaña a los valles de los ríos Limay, Limay Chico y Pampa de Alicurá. Provincias de Río Negro y del Neuquén. Tesis de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, inédito, 121 pp., Buenos Aires.
- FERUGLIO, E., 1927. Estudio geológico de la región pre y sub-andina en la latitud de Nahuel Huapi. 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., 1947. Hoja geológica 40b San Carlos de Bariloche, Territorio Nacional de Río Negro. Dirección General de Minas y Geología. Buenos Aires.
- FERUGLIO, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Ministerio de Industria y Comercio. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Tomos 1, 2 y 3. Buenos Aires.
- FIDALGO, F. y J. RABASSA, 1984. Los depósitos cuaternarios. En Ramos, V. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro, 1(11): 301-316. Buenos Aires.
- FLINT, R. y F. FIDALGO, 1963. Geología glacial de la zona de borde entre los paralelos 39° 10' y 41° 20' de latitud sur en la Cordillera de los Andes. Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería, 93 pp., Buenos Aires.
- FOLGUERA, A., BOTTSI, T., ZAPALA, T. y V.A. RAMOS, 2008. Crustal collapse in the Andean backarc since 2 Ma: Tremen volcanic plateau, Southern Central Andes (36° 40' -37°30'S). Tectonophysics 459: 140-160.
- FOSSA MANCINI, E., 1937. La Formación continental de Paso Flores, en el río Limay. Notas Museo La Plata, 2, Geología, 3: 89. La Plata.
- FRANCHI, M., J. PANZA y R. DE BARRIO, 1989. Depósitos triásicos y jurásicos de la Patagonia Extrandina. En Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.): Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, 6: 347-378. San Miguel de Tucumán.
- 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. y L. SPALLETTI, 2001. Late Triassic continental extension un south western Gondwana, tectonic segmentation and pre-break up rifting. Journal of South America Earth Science 14:257-270.
- FRENGUELLI, J., 1937. La Flórula Jurásica de Paso Flores en el Neuquén, con referencia a la de Piedra Pintada y otras floras jurásicas argentinas. Revista del Museo de La Plata (n.s.), 1. Paleontología, 3: 67-108. La Plata.
- FRENGUELLI, J., 1939. Nidos fósiles de insectos en el Terciario del Neuquén y Río Negro, Notas del Museo de La Plata (Serie Paleontológica) 4: 379-402. La Plata.
- FRENGUELLI, J., 1948. Estratigrafía y edad del llamado «Rético» en la Argentina. Anales de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA, 8: 159-309. 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. Buenos Aires.
- GALLI, C. A., 1969. Descripción geológica de la Hoja 38c, Piedra del Águila, Provincias del Neuquén y de Río Negro. Servicio Nacional Minero Geológico. Boletín 111, 67 pp., Buenos Aires.
- GANUZA, D., L. A. SPALLETTI, E. M. MOREL y O. G. ARRONDO, 1995. Paleofloras y sedimentología de una asociación lacustre-fluvial del Triásico tardío; la Formación Paso Flores en Cañadón de Pancho, Neuquén. Argentina. Ameghiniana, 32(1): 3-18. Buenos Aires.

- GARCÍA SANSEGUNDO, J., P. FARÍAS, G. GALLASTEGUI, R. E. GIACOSA y N. HEREDIA, 2008. Structure and metamorphism of the Gondwanan basement in the Bariloche region (North Patagonian Argentine Andes). *International Journal of Earth Sciences*, 98: 1599-1608.
- GARGIULO, M.F., 2006. Caracterización del basamento metamórfico del extremo oriental del Brazo Huemul, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61(3): 355-363.
- GIACOSA, R., 1982. Proyecto 14 AP Collón Curá, mosaico 4172-II-A6 (Ea. Collón Curá). Provincia del Neuquén. Informe preliminar de la prospección geológico-minera. Servicio Minero Nacional, inédito. Río Negro.
- GIACOSA, R. y N. HEREDIA, 1999. La cuenca de antepaís terciaria asociada a la faja plegada y corrida de los Andes Patagónicos entre los 41° y 42° S, SO de Argentina. En Busquets, P., F. Colombo, A. Pérez-Estaín y R. Rodríguez Fernández (Eds.): *Geología de los Andes Centrales Argentino-Chilenos*. *Acta Geológica Hispánica*, 32(1-2): 103-111. Barcelona.
- GIACOSA, R. y N. HEREDIA, 2000. Estructura de los Andes Nordpatagónicos entre los 41° y 42° S, Río Negro y Neuquén, Argentina. *Actas 9° Congreso Geológico Chileno*, 2: 571-575. Puerto Varas.
- GIACOSA, R., N. HEREDIA, C., ZUBIA, M., R. GONZÁLEZ, A. FAROUX y O. CÉSARI, 2005. Hoja Geológica 4172-IV, San Carlos de Bariloche. Provincias de Río Negro y del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. *Boletín* 279, 77 pp., Buenos Aires.
- GODOY, E., H. FRANCISCO y M. FANNING, 2008. Edades U-Pb SHRIMP en granitoides del Macizo Norpatagónico: implicancias geotectónicas. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 1228. San Salvador de Jujuy.
- GONZÁLEZ BONORINO, F., 1944. Descripción geológica y petrográfica de la Hoja Geológica 41 b Río Foyel (Río Negro). *Boletín Dirección Nacional Minería e Hidrogeología*, 56 pp., Buenos Aires.
- GONZÁLEZ BONORINO, F., 1973. Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao Llao. *Publicación de la Fundación Bariloche, Departamento Recursos Naturales y Energéticos*, 16 pp., Buenos Aires.
- GONZÁLEZ BONORINO, F., 1974. La Formación Millaqueo y la «Serie Porfirítica» de la Cordillera Nordpatagónica: Nota preliminar. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29(2): 145-154. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ BONORINO, F., 1979. Esquema de la evolución geológica de la Cordillera Nordpatagónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 34(3): 184-202. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ BONORINO, F. y G. GONZÁLEZ BONORINO, 1978. Geología de la región de San Carlos de Bariloche. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 33(3): 175-210. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ, P., A. COLUCCIA y FRANCHI, M., 2003. Hoja Geológica 4169-III, Ingeniero Jacobacci Provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. *Boletín* 311, 98 pp., Buenos Aires.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E., 1974., Informe preliminar Hoja Geológica 39a, Portezuelo de Puyehue. Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional. Buenos Aires, inédito. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E., 1978. Estratigrafía del área de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40° 30' y 41° de latitud sur (Provincia del Neuquén). 7° Congreso Geológico Argentino, Actas, 1: 525-537, Neuquén.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E., 1979. La edad de la Formación Ventana, en el área al norte y al este del lago Nahuel Huapi. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 34(2): 113-124. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E., 1982a. Chronological zonation of granitic plutonism in the Northern Patagonian Andes: the migration of intrusive cycles. *Earth Sciences Review*, 18: 365-393. Amsterdam.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E., 1982b. Zonación cronológica del plutonismo en los Andes Patagónicos Septentrionales entre los 40° y 42° sur: la migración de los ciclos intrusivos. *Acta Geológica Lilloana*, 16(1): 5-22. Tucumán.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E., 1990. Las relaciones entre las Formaciones Campana y Collón Curá en el valle del río Chico (paralelo 42° S), provincias de Río Negro y Chubut: Reconocimiento de dos unidades diferenciables temporalmente en la definición de la Formación Campana. *Actas 11° Congreso Geológico Argentino*, 2: 93-96. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E. y A. LIZUAIN, 1984. El Complejo volcánico-clástico y plutónico del sector cordillerano. En Ramos, V., (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro*, 1(5): 119-129. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E. y F. NULLO, 1980. Cordillera Neuquina. En Turner, J. C. M. (Ed.): *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 1099-1147. Córdoba.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E. y J. RIGGI, 1984. La Formación Chimehuín: su correspondencia con las Formaciones Collón Curá y Río Negro, en el sur del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 39(1-2): 94-106. Buenos Aires.

- GONZÁLEZ DÍAZ, E. y J. VALVANO, 1978. Plutonitas graníticas cretácicas y neoterciarias entre el sector norte del lago Nahuel Huapi y el lago Traful (provincia del Neuquén). *Actas 7º Congreso Geológico Argentino*, 1: 228-242. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E., J. RIGGI y L. FAUQUÉ, 1986. Formación Caleufú (nov. nom.): reinterpretación de las Formaciones Río Negro y Alicurá, en el área de Collón Curá, sur del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41(1-2): 81-105. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E., J. RIGGI y H. OSTERA, 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. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E., H. OSTERA, J. RIGGI y L. FAUQUÉ, 1990. Una propuesta temporal acerca del Miembro Limay Chico (ex «Rionegrense») de la Formación Caleufú, en el valle del río Collón Cura y adyacencias (SE del Neuquén). 11º Congreso Geológico Argentino, *Actas 2*: 243-246. San Juan.
- GORDON, A. y M. ORT, 1993. Edad y correlación del plutonismo subcordillerano en las provincias de Río Negro y Chubut (41°-42°30' L.S.). 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4: 120-127.
- GOSSEN VON, W. y W. LOKSE, 2004. Tectonic history of the Calcatapul Formation, Chubut province, Argentina, and the «Gastre Fault System». *Journal of South America Earth Science* 18(1): 73-88.
- GRACIA, R., 1958. Informe geológico de las cartas Paso Flores y Traful. Secretaría de Ejército, Dirección General de Ingenieros, inédito. Buenos Aires.
- GRECO, R., 1975. Descripción geológica de la Hoja 40a, Monte Tronador. Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, inédito. Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1918. Edad y extensión de las estructuras de la Cordillera entre San Juan y Nahuel Huapi. *Physis* 4(17): 208-240. Buenos Aires.
- 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 pp., Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1942. Rasgos geológicos generales de la región ubicada entre los paralelos 41° a 44° y entre los meridianos 69° a 71°. 1º Congreso Panamericano de Ingeniería Minera y Geología, *Anales 2*: 368-379. Santiago de Chile.
- GROEBER, P., 1946. Observaciones geológicas a los largo del meridiano 70. 1 Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad 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. Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1954. La Serie Andesítica Patagónica, sus relaciones, posición y edad. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 9(2): 39-42. Buenos Aires.
- GROEBER, P., P. N. STIPANICIC y A. MINGRAMM, 1953. Jurásico. En Groeber, P. (Ed.): *Mesozoico. Geografía de la República Argentina*. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA) 2(1): 143-347. Buenos Aires.
- GULISANO, C. A. y G. A. PANDO, 1981. Estratigrafía y facies de los depósitos jurásicos entre Piedra del Águila y Sañicó, Departamento. Collón Curá, provincia del Neuquén. 8º Congreso Geológico Argentino, *Actas 3*: 553-592. Buenos Aires.
- HERVÉ, F., M. HALLER, P. DUHART y C. FANNING, 2005. SHRIMP U-Pb ages of detrital zircons from Cushamen and Esquel Formations, North Patagonian Massif, Argentina: geological implications. *Actas del XVI Congreso Geológico Argentino*, 1: 309-314. La Plata.
- JAWORSKI, E., 1914. Beiträge zur Kenntniss des Jura in Süd Amerika. Teil I: Allgemeiner Teil. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, 37 : 285-342. Stuttgart.
- JAWORSKI, E., 1916. Beiträge zur Kenntniss des Jura in Süd Amerika. Teil II: Paläontologischer Teil. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie* 40: 364-456. Stuttgart.
- JAWORSKI, E., 1925. Contribución a la Paleontología del Jurásico Sudamericano. Publicación Dirección General de Mineralogía, Geología e Hidrología, Sección Geología, 4: 1-160. Buenos Aires.
- LAGE, J., 1982. Descripción Geológica de la Hoja 43 c, Gualjaina. Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional. Boletín 189. Buenos Aires.
- LAMBERT, L. R. y C. A. GALLI, 1951. Observaciones geológicas en la región situada entre Piedra del Águila y Paso Flores (Neuquén). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 5(4): 227- 232. Buenos Aires.
- LAPIDO, O., 1974. Geología de la región comprendida al sur y oeste de la confluencia de los ríos Limay y Pichileufú, provincias de Río Negro y del Neuquén. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, inédito, 114 pp., Buenos Aires.
- LARA, L. y H. MORENO, 2000. Informe geológico preliminar del área Liquiñe-Neltume. 1-18. Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago de Chile.
- LARA, L. y H. MORENO, 2004. Geología del área Liquiñe-Neltume, regiones de la Araucanía y de Los Lagos.

- Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N° 83. 23 pp., 1 mapa escala 1:100.000.
- LARA, L., C. RODRÍGUEZ, H. MORENO y H. PÉREZ DE ARCE, 2001. Geocronología K-Ar y geoquímica del volcanismo plioceno superior- pleistoceno de los Andes del sur (39°-42°S) Revista Geológica de Chile 28(1): 67-90.
- LATORRE, C. y M. VATTUONE, 1998. Edad potasio/argón de volcanitas afectadas por metamorfismo de muy bajo grado en el cerro Chapelco, Neuquén. 10° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2: 197-200. Buenos Aires.
- LATORRE, C., M. VATTUONE, E. LINARES y P. LEAL, 2001. K-Ar ages of rocks from Lakes Aluminé, Rucachoroi y Quillén, North Patagonian Andes, Neuquén, Argentina. Comunicaciones 52: 155. Chile.
- LAVENU, A. y J. CEMBRANO, 1999. Compressional and transpressional stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore-arc and intra-arc zones (Andes of central and southern Chile). Journal of Structural Geology 21:1669-1691.
- 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. Buenos Aires.
- LEANZA, A. F., 1940a. *Myoconcha neuquena* n. sp. del Lias de Piedra Pintada en el Neuquén. Notas Museo La Plata 5, Paleontología, 22: 123-131. La Plata.
- LEANZA, A. F., 1940b. Dos nuevas especies del género *Cucullaea* Lamb. del Lias de Piedra Pintada. Notas Museo La Plata 5, Paleontología, 23: 207-216. La Plata.
- LEANZA, A. F., 1942. Los pelecípodos del Lias de Piedra Pintada. Revista del Museo La Plata 2: 143-206. La Plata.
- LEANZA, H. A. y C. A. HUGO, 1997. Hoja Geológica 3969-III - Picún Leufú. Provincias del Neuquén y de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 218, 135 pp., Buenos Aires.
- LEANZA, A. F. y H. A. LEANZA, 1979. Descripción geológica de la Hoja 37 c, Catán Lil. Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional, Boletín 169, 65 pp., Buenos Aires.
- LINARES, E. y R. GONZÁLEZ, 1990. Catálogo de edades radiométricas determinadas para la República Argentina. Publicación Especial de la Asociación Geológica Argentina. Serie B, N°19. Buenos Aires.
- LINARES, E., M. CAGNONI, M. DO CAMPO y H. OSTERA, 1988. 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.
- LINARES, E., M. HALLER, H. OSTERA, M. CAGNONI y G. GALANTE. 1997. Radiometric ages of the crystalline basement of the Río Chico region, Ñorquinco department, Río Negro Province, Argentina. South American Symposium on Isotope Geology: 170-175. Brasil.
- LIZUAIN, A., 1980. Las Formaciones Suprapelozoicas y Jurásicas de la Cordillera Patagónica. Provincias de Río Negro y Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina 25(2): 174-182. Buenos Aires.
- LIZUAIN, A., 1983. Descripción geológica de la Hoja 42a y b El Maitén. Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, inédito. Buenos Aires.
- LJUNGNER, E., 1931. Geologische Aufnahmen in der Patagonischen Kordillera. Bulletin Geological Institut Uppsala, 23: 203-242. Uppsala.
- LÓPEZ de LUCHI, M., H. OSTERA, M. CERREDO, E. LINARES, M. HALLER y M. CAGNONI, 1999. Unravelling the ages of the crystalline basement at Sierra de Mamil Choique, Río Negro, Argentina. 2° Simposio de Geología Isotópica, Villa Carlos Paz. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 34: 322-326. Buenos Aires.
- LÓPEZ de LUCHI, M., H. OSTERA, M. CAGNONI, M. CERREDO y E. LINARES, 2002. Geodynamic setting for the western border of the North Patagonian Massif: Cushamen Formation at Río Chico, Río Negro. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 210-216. El Calafate.
- LUCASSEN, F., R. TRUMBULL, G. FRANZ, Ch. CREIXELL, P. VÁSQUEZ, R. L. ROMER y O. FIGUEROA, 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.
- MANCINO, C., 2007. Geomorfología y peligros geológicos en las márgenes de los lagos Huechulafquen, Paimún y Epulafquen, Parque Nacional, Neuquén. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, inédito. Buenos Aires.
- MANASSERO, M. y J. MAGGI, 1995. Análisis sedimentológico de la Formación Angostura Colorada (Cretácico Superior) en la región de Comallo-Jacobacci, provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina 50(1-4): 132-142. Buenos Aires.
- MÁRQUEZ, M., R. GIACOSA, A. NILLNI, J. PAREDES, M. FERNÁNDEZ, C. PARISI, J. SCIUTTO, C. GA-

- RRIDO y J. AFONSO, 2002. Aspectos litológicos y estructurales del Bloque Tectónico Cushamen (Chubut). 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 201-206. Buenos Aires.
- MARTÍNEZ, C. G., 1958. Informe geológico de las cartas San Martín de los Andes y Hua-Hum. Secretaría de Ejército, Dirección General de Ingenieros, inédito. Buenos Aires.
- MARTÍNEZ, J. C., J. A. DRISTAS y H. J. MASSONNE, 2012. Palaeozoic accretion of the microcontinent Chilenia, North Patagonian Andes: high-pressure metamorphism and subsequent thermal relaxation. *International Geology Review*, 54(4): 472-490.
- MAZZONI, M. y A. BENVENUTO, 1990. Radiometric ages of tertiary ignimbrites and the Collón Curá Formation, northwestern Patagonia. Actas 11° Congreso Geológico Argentino, 1: 87-90. Buenos Aires.
- MAZZONI, M. M. y S. STURA. 1990. El Miembro Ignimbrito Pilcaniyeu, Formación Collón Cura (Mioceno), provincias de Río Negro y del Neuquén. Tercera Reunión Argentina de Sedimentología, 187-192, San Juan.
- MOREL, E. M., L. SPALLETTI, O. ARRONDO y D. GANUZA, 1992. Los estratos plantíferos de la Formación Paso Flores, Triásico superior de las Lomas y Cañadón de Ranquel Huao, provincia del Neuquén, Argentina. *Revista del Museo de La Plata (n.s), Paleontología*, 9(58): 199-222. La Plata.
- MOREL, E. M., D. GANUZA y A. ZÚÑIGA, 2000. Revisión paleoflorística de la Formación Paso Flores, Triásico superior de Río Negro y del Neuquén, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54(4): 389-406. Buenos Aires.
- NULLO, F., 1978. Descripción geológica de la Hoja 41d, Lipetrén. Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 158. Buenos Aires.
- NULLO, F., 1979. Descripción geológica de la Hoja 39c, Paso Flores. Provincias de Río Negro y del Neuquén. Servicio Geológico Nacional, Boletín 167. Buenos Aires.
- OSTERA, H. A., E. LINARES, M. HALLER, M.C. CAGNONI y M. LÓPEZ de LUCHI, 2001. A widespread Devonian metamorphic episode in Northern Patagonia. En Tomlinson, A. (Ed): 3rd South American Symposium on Isotope Geology, Pucon, Abbreviated Abstracts, Edición Especial Revista Comunicaciones, 52.
- PALOTTI, P., D. JAIT, D. ORTS, V. LITVAK y V. A. RAMOS, 2013. Geología de los alrededores de los ríos Caleufú y Meliquina, provincia del Neuquén: el volcanismo de la Formación Huitrera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70(4): 527- 541.
- PANKHURST, R.J., C.W. RAPELA, C.M. FANNING y M. MÁRQUEZ, 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews*, 76: 235-257.
- PARADA, M. y H. MORENO, 1975. Geología de la Cordillera de los andes entre los paralelos 39°30' y 41°30'S. Resúmenes 6° Congreso Geológico Argentino, 33, Buenos Aires.
- PARADA, M.A., J. ORSINI, A. HURTADO, I. GARRIDO y A. SIÑA, 1987. Geología y petrografía del complejo plutovolcánico de la isla Media Luna, Islas Shetland del Sur. *Revista Instituto Antártico Chileno* 36.
- PÁRICA, C. 1986. Resultados geocronológicos preliminares de las Formaciones Colohuincul y Huechulafquen, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41(1-2): 201-205. Buenos Aires.
- PARKER, G., 1973. Serie vulcanítica mesosilícica del sur del Neuquén, provincia del Neuquén, República Argentina. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 279-291. Buenos Aires.
- PASCUAL, R. y O. ODREMAN RIVAS, 1971. Evolución de las comunidades de los vertebrados del Terciario Argentino. Los aspectos paleozoogeográficos y paleoclimáticos relacionados. *Ameghiniana* 8(3-4): 372-412. Buenos Aires.
- PASCUAL, R., P. BONDESIO, M. VUCETICH, G. SCILLATO YANÉ, M. BOND y E. TONNI, 1984. Vertebrados fósiles cenozoicos. En Ramos, V. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro*, 2(9): 439-461. Buenos Aires.
- PETERSEN, C. S. y F. GONZÁLEZ BONORINO, 1947. Observaciones geológicas en el Chubut occidental. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 2(3): 177-222.
- POLO, O., 1967. Informe Geológico Lago Espejo, Neuquén. Comando en Jefe del Ejército Comando de Ingenieros Departamento Inteligencia. Inédito.
- PIETRELLI, A., 1980. Geología de un sector de la Cordillera Patagónica Neuquina entre los 40° 22' y los 40° 35' de latitud Sur. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, inédito. Buenos Aires.
- PROSERPIO, C. A., 1974. Descripción geológica de la Hoja 42d Gastre. Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, inédito. Buenos Aires.
- QUARTINO, B., C. RINALDI y E. MAISTERRENA, 1981. Tres casos argentinos de movimientos interestratales. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 295-303.
- RABASSA, J., 1974. Geología de la región de Pilcaniyeu-Comallo, provincia de Río Negro, Argentina. Fundación Bariloche, Publicación N°17: 1-129. San Carlos de Bariloche.

- 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 pp., San Carlos de Bariloche.
- RABASSA, J. y E. B. EVENSON, 1996. Reinterpretación de la estratigrafía glaciaria de la región de San Carlos de Bariloche (provincia de Río Negro, Argentina). Actas 13° Congreso Geológico Argentino, 4: 327. Buenos Aires.
- RABASSA, J., E. EVENSON y G. STEPHENS, 1986. Nuevas evidencias del englazamiento plioceno-pleistoceno inferior de los Andes Patagónicos Septentrionales: cerro Tronador, Río Negro. Nota breve, Revista de la Asociación Geológica Argentina 41(3-4): 405-409. Buenos Aires.
- RAMOS, V. A., 1978. Estructura. En: Relatorio Geología y Recursos Naturales del Neuquén. 7° Congreso Geológico Argentino: 99-118. Buenos Aires.
- RAMOS, V. A., 1999a. Las provincias geológicas del territorio argentino. En Caminos, R. (Ed.): Geología Argentina, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29: 41-96, Buenos Aires.
- RAMOS, V. A., 1999b. Los depósitos sinorogénicos terciarios de la región andina. En Caminos, R. (Ed.): Geología Argentina, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29: 651-682, Buenos Aires.
- RAMOS, V. A., 2008. Patagonia: a Paleozoic continent adrift? Journal of South American Earth Sciences, (26) 235-251.
- RAPELA, C., 1987. El Batolito Patagónico entre 40° 30' y 41° 15' S. Estudio geológico preliminar. Actas 10° Congreso Geológico Argentino, 4: 21-23. Tucumán.
- RAPELA, C., L. SPALLETTI y J. MERODIO, 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. Buenos Aires.
- RAPELA, C., L. SPALLETTI, J. MERODIO y E. ARAGÓN, 1984. El vulcanismo paleoceno-eoceno de la provincia andino-patagónica. En Ramos, V. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro, 1(8): 189-214. Buenos Aires.
- RAPELA, C., L. SPALLETTI, J. MERODIO y E. ARAGÓN, 1988. Temporal evolution and spatial variation of early tertiary volcanism in the patagonian Andes (40°S – 42°30'S). Journal of South America Earth Science I (1):75-88.
- RAPELA, C. W., G. F. DIAS, J. R. FRANZESE, G. ALONSO y A. BENVENUTO, 1991. El Batolito de la Patagonia Central: evidencias de un magmatismo triásico-jurásico asociado a fallas transcurrentes. Revista Geológica de Chile 18(2): 121-138.
- RASSMUSS, J., 1922. Apuntes geológicos sobre el hallazgo de carbón al sur del lago Nahuel Huapi. Dirección de Minas, Geología e Hidrogeología, 28B: 1-22.
- RAVAZZOLI, I. y F. SESANA, 1968. Descripción geológica de la Hoja 41 c, Río Chico. Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, inédito. Buenos Aires.
- RAVAZZOLI, I. y F. SESANA, 1977. Descripción geológica de la Hoja 41c, Río Chico. Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 148, 77 pp., Buenos Aires.
- RE, G. H., S. E. GEUNA y M. LÓPEZ MARTÍNEZ, 2000. Geoquímica y geocronología de los basaltos neógenos de la región de Aluminé (Neuquén - Argentina). 9° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 62-66, Puerto Varas.
- RICCARDI, A. C., E. G. WESTERMANN y S. E. DAMBORENEA, 1990. Middle Jurassic of Argentina and Antarctic Peninsula. En Westermann, E. G. y A. C. Riccardi (Eds.): Jurassic taxa ranges and correlation charts for the Circum-Pacific. Newsletters on Stratigraphy 21(2): 105-128. Stuttgart.
- ROLLERI, E. O., M. A. GUICHON, J. RABASSA y R. SCANAVINO, 1976. Estudio geológico del valle del río Limay entre Piedra del Águila y Paso Limay (provincia del Neuquén y Río Negro, Argentina). VI Congreso Geológico Argentino, 1975, Actas I: 259.
- 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. La Plata.
- SANSEGUNDO, J., P. FARIAS, G. GALLASTEGUI, R. GIACOSA y N. HEREDIA, 2009. Structure and metamorphism of the Gondwanan basement in the Bariloche region (North Patagonian Argentine Andes). International Journal of Earth Science (Geol. Rundsch.) 98: 1599-1608. Springer Verlag.
- SARRIS, M., 1966. Descripción geológica de la zona de San Martín de los Andes, provincia del Neuquén. Yacimientos Carboníferos Fiscales, informe 944, inédito. Buenos Aires.
- SESANA, F., 1968. Rasgos petrológicos de la comarca de Río Chico, Río Negro. 3° Jornadas Geológicas Argentinas, 3: 99-107. Buenos Aires.
- SPALLETTI, L., 1994a. Facies y arquitectura de depósitos fluviales y lacustres del Triásico superior, Formación Paso Flores, Patagonia Noroccidental, Argentina. Actas 5ª. Reunión Argentina de Sedimentología, pp. 41-46. Tucumán.

- SPALLETTI, L., 1994b. Alociclos controlados por variaciones tectónicas y climáticas en depósitos fluviales de la Formación Paso Flores (Triásico), noroeste de la Patagonia, República Argentina. *Actas 5ª Reunión Argentina de Sedimentología*, pp. 43-57. Tucumán.
- SPALLETTI, L. A., O. G. ARRONDO, E. M. MOREL y D. GANUZA, 1988. Estudio sedimentológico y paleoflorístico de la Formación Paso Flores (Triásico Superior) en el sector occidental del Macizo Norpatagónico, Argentina. *V Congreso Geológico Chileno*, 2: C395-C413. Santiago de Chile.
- SPALLETTI, L. A., O. G. ARRONDO, E. M. MOREL y D. GANUZA, 1992. Evidencias sobre la edad triásica de la Formación Lapa en la región de Chacaico, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 46(3-4) [1991]: 167-172. Buenos Aires.
- SPALLETTI, L. A., A. E. ARTABE, E. M. MOREL y M. BREA, 1999. Biozonación paleoflorística y cronoestratigrafía del Triásico Argentino. *Ameghiniana*, 36(4): 419-451. Buenos Aires.
- STIPANICIC, P. N., 1969. El avance en los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24(4): 367-388. Buenos Aires.
- STIPANICIC, P. y E. LINARES, 1975. Catálogo de Edades Radimétricas determinadas para la República Argentina. I. Años 1960-1974. *Asociación Geológica Argentina Serie B Didáctica y Complementaria* 3: 42 pp., Buenos Aires.
- STIPANICIC, P. N., F. RODRIGO, O. L. BAULÍES y C. G. MARTÍNEZ, 1968. Las formaciones presenonianas del denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23(2): 367-388. Buenos Aires.
- TOUBES, R. y J. SPIKERMANN, 1973. Algunas edades K/Ar y Rb/Sr de las plutonitas de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40°- 44° de latitud sur. *Revista Asociación Geológica Argentina* 28(4): 382-39., Buenos Aires.
- TURNER, J. C. M., 1965a. Estratigrafía de la comarca de Junín de los Andes. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín* 44: 5-51. Córdoba.
- TURNER, J. C. M., 1965b. Estratigrafía de Aluminé y adyacencias. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20: 153-164. Buenos Aires.
- 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 pp., Buenos Aires.
- ULIANA, M. y J. ROBBIANO, 1974. Pseudoplicues de la Formación Collón Curá de Cañadón Quiñi Huau (puesto Vidondo) y Piedra del Águila (cerro Bayo), provincias de Río Negro y del Neuquén. *Revista Asociación geológica Argentina* 29(2): 213-222. Buenos Aires.
- VARELA, R., M. BASEI, C. CINGOLANI, O. SIGA, JR. SIGA y C. PASSARELLI, 2005. El basamento cristalino de los Andes norpatagónicos en Argentina, geocronología e interpretación tectónica. *Revista Geológica de Chile* 32(2): 167-187. Santiago de Chile.
- VATTUONE, M. E., 1988. Metamorfismo de baja presión en la cordillera neuquina. *5º Congreso Geológico Chileno, Actas* 2: E 31- E 45. Santiago.
- VATTUONE de PONTI, M. E., 1987. Estudio petrológico y mineralógico del basamento metamórfico de la provincia del Neuquén correspondiente a la Hoja Geológica Aluminé de la Secretaría de Minería de la Nación. Inédito.
- VATTUONE de PONTI, M. E., 1990. Paragénesis mineral del metamorfismo del área de Aluminé, Cordillera Neuquina. *Revista Asociación Geológica Argentina* 45(1-2): 107-119.
- VATTUONE, M. E. y C. LATORRE, 2001. Barrerita en metavolcanitas de Confluencia, Neuquén, Patagonia: *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía* 24, 23-32.
- 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 Asociación Geológica Argentina* 19(2): 85-107. Buenos Aires.
- 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. Buenos Aires.
- VOLKHEIMER, W. y J. LAGE, 1981. Descripción geológica de la Hoja 42 c, Cerro Mirador. *Boletín Servicio Geológico Nacional, Boletín* 181, 92 pp., Buenos Aires.
- VUCETICH, M., M. MAZZONI y U. PARDIÑAS, 1993. Los roedores de la Formación Collón Curá (Mioceno medio) y la ignimbrita Pilcaniyeu. Cañadón del Tordillo. Neuquén. *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina* 30(4): 361-381. Buenos Aires
- WEAVER, Ch., 1931. *Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina*. Memoir University of Washington 1: 1-469. Seattle.
- WEHRLI, L., 1899. Rapport préliminaire sur mon expedition géologique dans la Cordillera Argentina Chilene du 40° et 41° latitude sud (Región du Nahuel Huapi). *Revista Museo La Plata*, 9: 221-252. La Plata.

YRIGOYEN, M., 1969. Problemas estratigráficos del Terciario en la Argentina. *Ameghiniana* 6(4): 315-329. Buenos Aires.

WICHMANN, R., 1934. Contribución al conocimiento geológico de los territorios de Río Negro y Neuquén. Dirección General de Minas, Boletín 39, 60 pp., Buenos Aires.

ZAVATTIERI, A. y W. VOLKHEIMER, 2003. Palynostratigraphy and paleoenvironments of Early Jurassic strata (Nestares Formation) in northern Patagonia, Argentina. Part 1. Terrestrial species. *Ameghiniana* 40: 545-558.

Entregada en agosto de 2012

Validada en diciembre de 2012

Este trabajo está dedicado al personal de Gendarmería Nacional del Escuadrón 33, quienes en circunstancias dramáticas salvaron la vida de uno de los autores (L.E.) de la Hoja. A ellos, nuestro eterno agradecimiento.

Los autores