

Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina

1:250.000

Hoja Geológica 3972-II Loncopué



El Jurásico superior en Campana Mahuida: Formaciones La Manga, Auquilco y Tordillo; al fondo la Granodiorita Tres Puntas.

Provincia del Neuquén

Juan Carlos M. Zanettini, Héctor A. Leanza y Adolfo Giusiano

Recursos minerales: Juan Carlos M. Zanettini

Petrografía: Graciela R. Santamaría

Supervisión: Mario Franchi



**INSTITUTO
DE GEOLOGÍA
Y RECURSOS
MINERALES**

SEGEMAR

SERVICIO GEOLOGICO
MINERO ARGENTINO

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

Hoja Geológica 3972-II

Loncopué

Provincia del Neuquén

Juan Carlos M. Zanettini, Héctor A. Leanza y Adolfo Giusiano

Recursos minerales: Juan Carlos M. Zanettini
Petrografía: Graciela R. Santamaría

Supervisión: Mario Franchi

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

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

Boletín Nº 381
Buenos Aires - 2010

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

SEGEMAR

Avenida Julio A. Roca 651 • 10º Piso • Telefax 4349-4450/3115
(C1067ABB) Buenos Aires • República Argentina
www.segemar.gov.ar / info@segemar.gov.ar

Referencia bibliográfica

ZANETTINI, J. C., H. A. LEANZA, A. GIUSIANO y G. SANTAMARÍA, 2010. Hoja Geológica 3972-II, Loncopué, provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 381, 93p. Buenos Aires.

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	1
1. INTRODUCCIÓN	3
Ubicación de la Hoja y área que abarca	3
Naturaleza del trabajo	3
Investigaciones anteriores	3
2. ESTRATIGRAFÍA	5
Relaciones generales	5
2.1. Paleozoico	5
2.1.1. Devónico superior - Carbonífero	5
Ectinita Piedra Santa	5
2.1.2. Pérmico inferior	6
Complejo Plutónico del Chachil	6
2.2. Paleozoico - Mesozoico	9
2.2.1. Pérmico superior - Triásico medio	9
Grupo Choiyoi	9
2.3. Mesozoico	12
2.3.1. Triásico superior	12
Granito Moquehue	12
Formación Lapa	13
2.3.2. Jurásico	16
Grupo Cuyo	16
2.3.2.1. Pliensbachiano	16
Formación Sierra Chacaicó	16
2.3.2.2. Pliensbachiano superior - Toarciano inferior	17
Formación Icalma	17
2.3.2.3. Toarciano - Bajociano inferior	19
Formación Los Molles	19
2.3.2.4. Bajociano superior - Calloviano inferior temprano	22
Formación Lajas	22
2.3.2.5. Calloviano inferior tardío	24
Formación Tábanos	24
2.3.2.6. Calloviano medio - Oxfordiano	24

Grupo Lotena	24
Formación Lotena	25
Formación La Manga	26
Formación Auquilco	28
2.3.3. Jurásico superior - Cretácico inferior	29
Grupo Mendoza	29
2.3.3.1. Kimmeridgiano	29
Formación Tordillo	29
2.3.3.2. Tithoniano - Valanginiano inferior	30
Formación Vaca Muerta	30
2.3.3.3. Tithoniano - Berriasiano	31
Tonalita Santa María	31
2.3.4. Cretácico inferior a superior	31
Granodiorita Paso de Icalma	31
2.4. Cenozoico	34
2.4.1. Paleógeno	34
2.4.1.1. Paleoceno inferior	34
Grupo Campana Mahuida	34
Granodiorita Tres Puntas	35
Andesita El Sillero	38
2.4.1.2. Eoceno	39
Grupo Ñorquín	39
Andesita Colipilli	40
Andesita Cayanta	41
Miembro Carrancul	41
2.4.2. Neógeno	43
2.4.2.1. Mioceno medio a superior	43
Grupo Palauco	43
Formación Invernada Vieja	44
Basalto Rancahué	44
2.4.2.2. Mioceno superior	45
Formación Mitrauquén	45
2.4.2.3. Plioceno	48
Basalto Tipilihuque	48
2.4.3. Neógeno - Cuaternario	51
Grupo Las Lajas	51
2.4.3.1. Plioceno superior - Pleistoceno inferior	52
Andesita Palau Mahuida	52
Ignimbrita Carreri	54

2.4.4.	Cuaternario	55
2.4.4.1.	Pleistoceno	55
	Basalto Hueyeltué	55
	Formación Huarenchenque	58
	Basalto Huechahué	60
	Formación Los Helechos	61
2.4.4.2.	Holoceno	62
	Basalto Malleo	62
	Formación Quilachanquil	63
	Basalto Mallín	63
	Ignimbrita Alpehué	64
	Basalto Lanín	65
	Depósitos de remoción en masa	65
	Depósitos de bañados	66
	Depósitos eólicos	66
	Depósitos pedemontanos	66
	Depósitos fluviales antiguos	66
	Depósitos aluviales y de playa lacustre	66
3.	ESTRUCTURA	66
3.1.	Unidades estructurales	66
3.2.	Evolución estructural	68
3.2.1.	Ciclo diastrófico Famatínico	68
	Fase Oclóyica	68
	Fase Precordilleránica	68
3.2.2.	Ciclo diastrófico Gondwánico	68
	Fases Chánica y Malimánica	68
	Fase Pituílica	68
	Fase Sanrafaélica	68
	Fase Huárpica	69
3.2.3.	Ciclo diastrófico Austrálico	69
	Fase Tunuyánica	69
	Fase Rioatuélica	69
	Fase Loténica	69
	Fase Araucánica	69
	Fase Catanlílica	69
3.2.4.	Ciclo diastrófico Andínico	69
	Fase Patagonídica	69
	Fase Huantraíquica	70

Fase Calafática	70
Fase Mapúchica	70
Fase Incaica	70
Fase Pehuénchica	70
Fase Quéchuica	70
Fase Diaguitica	70
4. GEOMORFOLOGÍA	70
4.1. Geformas derivadas de procesos exógenos	70
4.1.1. Geformas derivadas del proceso fluvial	70
4.1.1.1. Control estructural del proceso fluvial	70
4.1.1.2. Geformas derivadas del proceso fluvial sin mayor control estructural	71
Relieve múltiple en ambientes de rocas volcánicas y plútonicas	71
Relieve múltiple en ambiente de rocas sedimentarias	71
Terrazas fluviales	71
4.1.1.3. Geformas derivadas del proceso fluvial con control estructural	71
Influencia de estructuras homoclinales	71
Planicies estructurales lávicas	71
4.1.2. Geformas derivadas de la remoción en masa	71
Deslizamientos	71
4.1.3. Geformas derivadas de la morfogénesis glaciaria	71
Paisaje con predominio de erosión glaciaria	72
Paisaje con predominio de acumulación glaciaria	72
Planicies proglaciarias	72
4.1.4. Geformas derivadas de la morfogénesis eólica	73
Paisaje eólico	73
4.2. Geformas derivadas de procesos endógenos	73
4.2.1. Geformas derivadas de procesos eruptivos	73
Campos volcánicos	73
Planicie lávica pedemontana	73
Geformas volcánicas localizadas	74
5. HISTORIA GEOLÓGICA	74
6. RECURSOS MINERALES	75
6.1. Depósitos de minerales metalíferos	75
Cobre	75
Hierro	79
Manganeso	79

Oro	80
Plomo	80
6.2. Depósitos de minerales industriales	82
Azufre	82
Baritina	82
Granitoides	83
Materiales volcánicos	84
7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	84
Campana Mahuida	84
Pino Hachado	84
Lonco Luan	84
Comarca de los lagos Aluminé y Moquehue	84
BIBLIOGRAFÍA	85

RESUMEN

La Hoja Geológica 3972-II, Loncopué, se encuentra localizada en el centro-oeste de la provincia del Neuquén. Comprende la parte sur de la provincia geológica Cordillera Principal (Cordillera Neuquina), el extremo norte de la Cordillera Patagónica Septentrional y la parte sudoccidental de la Cuenca Neuquina.

Las rocas más antiguas aflorantes son metamorfitas de bajo grado, correspondientes a la Ectinita Piedra Santa, cuyo protolito es de probable edad silúrico-devónica. En el Pérmico inferior ellas fueron intruidas por plutones silíceos del Complejo Plutónico del Chachil y éste, a su vez, cubierto en discordancia por las volcanitas del Grupo Choiyoi en el Pérmico superior - Triásico medio.

En el Triásico superior ocurrió la intrusión del Granito Moquehue y comenzó la apertura y relleno de la Cuenca Neuquina con la depositación de la Formación Lapa. Durante el tiempo transcurrido entre el Pliensbachiano y Calloviano inferior se acumularon sedimentitas continentales y luego marinas del Grupo Cuyo. Un nuevo proceso de sedimentación marina que finaliza con depositación de evaporitas sucedió en la cuenca en el Calloviano medio-superior y Oxfordiano, representado por el Grupo Lotena. La sedimentación mesozoica en la comarca continuó entre el Kimmeridgiano y el Valanginiano inferior y en ese lapso sobrevino la depositación parcial del Grupo Mendoza. Coetáneamente con esto último se produjo la intrusión de la Tonalita Santa María en el área de arco magmático. En esta misma área, durante el Cretácico inferior al superior, tuvo lugar la intrusión de la Granodiorita Paso de Icalma.

ABSTRACT

The geological sheet 3972-II, Loncopué, is located in the western central part of the Neuquén Province, embracing the southern part of the Cordillera Principal (Cordillera Neuquina), the northern extremity of the Cordillera Patagónica Septentrional and the southwestern part of the Neuquén Basin.

The oldest unit exposed consists of low grade metamorphic rocks ascribed to the Piedra Santa Ectinites, whose protolith is probably Siluro-Devonian in age. In the Lower Permian they were intruded by siliceous plutons of the Chachil Plutonic Complex,

Posteriormente, la comarca fue elevada y durante el Cenozoico sucedieron varios acontecimientos eruptivos. En el Paleoceno y Eoceno se originaron episodios intrusivos silíceos y subvolcánicos y efusivos mesosilíceos que se reúnen en los Grupos Campana Mahuida y Ñorquín. En el Mioceno medio ocurrieron procesos volcánicos que provocaron la depositación de piroclastitas de la Formación Invernada Vieja. En el Mioceno superior se derramaron lavas del Basalto Rancahué y se sedimentaron los componentes de la Formación Mitrauquén. Desde fines del Mioceno superior? y hasta el Plioceno superior, los productos volcanogénicos básicos del Basalto Tipilihuque y mesosilíceos a silíceos del Grupo Las Lajas cubrieron una extensa área, culminando la actividad con la efusividad básica, desarrollada en el Pleistoceno inferior, representada por las volcanitas Hueyeltué y Huechahué. En el intermedio entre estas últimas unidades se acumularon los depósitos glaciales de la Formación Huarenchenque.

En el Pleistoceno superior la comarca fue englazada, lo cual está evidenciado por los depósitos morénicos de la Formación Los Helechos y también por diversas formas de erosión glaciaria. El cuadro estratigráfico del Cuaternario se completa, durante el Holoceno, con volcanitas basálticas y piroclastitas, como también así con depósitos aterrazados, de remoción en masa y aluvios, coluvios y depósitos pedemontanos.

Los principales recursos mineros de la región consisten en un depósito tipo cobre porfírico y varios estratoligados y vetiformes de baritina. La explotación de las yacencias plumbíferas y ferríferas se encuentra actualmente inactiva.

which is covered in angular unconformity by the Late Permian to Middle Triassic volcanites of the Choiyoi Group.

In the Upper Triassic the Moquehue Granite was intruded, time in which also begun the opening and infill of the Neuquén Basin with the deposition of the continental Lapa Formation. During Pliensbachian to Early Callovian times, the continental and marine sediments of the Cuyo Group were accumulated. Between the Middle-Upper Callovian to the Oxfordian a new marine sedimentation process finishing with evaporitic deposition occurred in the basin represented for the Lotena Group. The Mesozoic sedimentation in the region continued

during the Kimmeridgian to Lower Valanginian, with the partial accumulation of the Mendoza Group. At the same time, the Santa María Tonalite was intruded in the magmatic arc zone. In the same area, during the Lower to Upper Cretaceous, the Paso de Icalma Granodiorite was intruded.

Later on, the territory was uplifted and during the Cenozoic several eruptive events took place. In the Paleocene and Eocene, silicic intrusion and mesosilicic subvolcanics and effusive episodes were recorded, termed the Campana Mahuida and Ñorquín Groups. In the Middle Miocene pyroclastites of the Invernada Vieja Formation were deposited. During the Upper Miocene lava flows of the Rancahué Basalt and the components of the Mitrauquén Formation were recorded. At the end of the Upper Miocene? to the Upper Pliocene, basic volcanogenic products of the Tipilihuque Basalt and mesosilicic to silicic rocks of the Las Lajas Group

covered a great area, culminating the activity with the basic effusivity developed in the Early Pleistocene, expressed by the Hueyeltué and Huechahué volcanites. Between these last units, the glaciofluvial deposits of the Huarenchenque Formation were accumulated.

In the Late Pleistocene, the region was glaciated, this fact being evident by moraine deposits of the Los Helechos Formation and also by diverse glacial erosional forms. The stratigraphical picture of the Quaternary is completed, during the Holocene, with basaltic volcanites and pyroclastites, as well as with alluvial terraces, mass wasting and alluvial, colluvial and piedmont deposits.

The main mineral resources of the region consist in a type porphyry copper deposits, and some stratabound and veiniform baritine occurrences. The plumbiferous and ferriferous mines recorded in the area are actually closed.

1. INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN DE LA HOJA Y ÁREA QUE ABARCA

La Hoja Geológica 3972-II, Loncopué, comprende la región centro-oeste de la provincia del Neuquén; involucra parcialmente los departamentos Loncopué, Picunches y Aluminé. Cubre una superficie aproximada de 5300 km² y está delimitada por los paralelos de 38° y 39° de latitud sur, el meridiano de 70°30' de longitud oeste de Greenwich y el límite con la República de Chile (Fig. 1).

El relieve de la comarca se caracteriza por dos cordones montañosos de orientación casi N-S, de rumbo NNO, separados por una depresión. Las mayores elevaciones se encuentran en la cordillera del límite, entre el extremo norte de la Hoja y el paso de Pino Hachado, culminando en el cerro Rahue (2715 m). Otra elevación importante, expresión de la continuidad septentrional del cordón del Chachil en la región sudoriental de la Hoja, está dada por el cerro Atravesada (2614 m), así identificado siguiendo la grafía establecida por el Instituto Geográfico Militar.

NATURALEZA DEL TRABAJO

La Hoja fue confeccionada siguiendo normas para la ejecución y presentación de Hojas Geológicas, a escala 1:250.000, del Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina, del Servicio Geológico Minero Argentino

La tarea de recopilación se complementó con observaciones expeditivas en el terreno, en general, y reconocimientos de detalle en aquellos sitios con problemas a resolver, utilizándose fotografías aéreas a escala 1:50.000 del Instituto Geográfico Militar, imágenes satelitales TM, 741 RGB, a escala 1:250.000 provistas por el SEGEMAR e imágenes satelitales TM 741 RGB y 3/1, 5/7, 5/4 RGB obtenidas de la página web de la CONAE.

Para las edades geológicas que se consignan se ha tenido presente la International Stratigraphic Chart (International Commission on Stratigraphy, 2004).

INVESTIGACIONES ANTERIORES

La realización de la Hoja 3972-II, Loncopué, se llevó a cabo teniendo en cuenta conocimientos

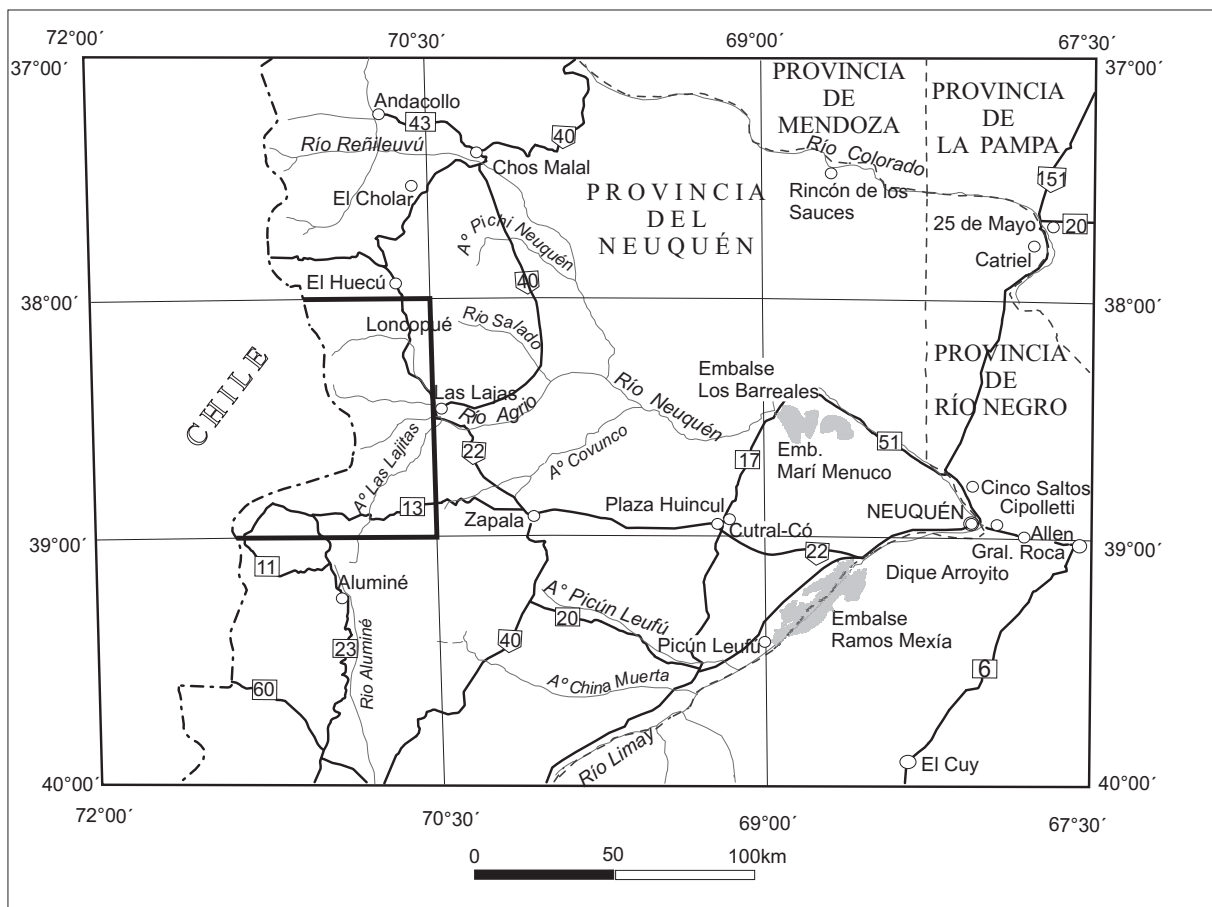


Figura 1. Mapa de ubicación de la Hoja 3972-II, Loncopué.

Cuadro 1. Cuadro estratigráfico de la Hoja 3972-II, Loncopué.

ERAS	SIST.	PISOS	EDADES	UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	LITOLOGÍA	FASES	CICLOS	
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO		Dep. aluviales y de playa lacustre (42)	Gravas, arenas, limos	ANDÍNICO		
			Depósitos fluviales antiguos (41)	Conglomerados, gravas, arenas				
			Depósitos pedemontanos (40)	Gravas, arenas, limos, arcillas				
			Depósitos eólicos (39)	Arenas medianas y finas				
			Depósitos de bañados (38)	Arenas finas, limos, arcillas				
			Depósitos de remoción en masa (37)	Bloques, gravas, arenas				
			Basalto Lanín (36)	Basaltos olivínicos				
			Ignimbrita Alpehué (35)	Pómez dacítica				
			Basalto Mallín (34)	Basaltos olivínicos				
			Formación Quilachanquil (33)	Conglomerados, gravas, arenas				
	Basalto Malleo (32)	Basaltos olivínicos						
	PLEISTOCENO	Superior	Formación Los Helechos (31)	Bloques poligénicos, gravas, arenas				
			Basalto Huechahué (30)	Basaltos olivínicos, basandesitas ...				
		Inferior	Formación Huarenchenque (29)	Conglomerados, areniscas, tufitas ...				
			Basalto Hueyeltué (28)	Basaltos olivínicos, andesitas, brechas ...				
		Grupo Lajas	Ignimbrita Carreri (27)	Ignimbritas ácidas, mesosilíceas y básicas				
			Andesita Palau Mahuida (26)	Andesitas, traquiandesitas, ignimbritas ...				
	NEÓGENO	PLIOCENO	Superior	Basalto Tipilihuque (25)	Basaltos olivínicos, andesitas, brechas volcánicas, ignimbritas			Quéchuica
			Inferior					
		MIOCENO	Superior	Formación Mitrauquén (24)	Tufitas, tobas, areniscas tobáceas ...			Pehuénchica
			Medio	Grupo Palauco	Basalto Rancahué (23)			
	Fm. Invernada Vieja (22)	Tobas, tufitas, areniscas tobáceas						
PALEÓGENO	EOCENO	Superior	Grupo Norquín	Andesita Cayanta (21) Miembro Carrancul (21a)	Tobas andesíticas. 21a) Brechas andesíticas y basandesíticas, tobas.	Incaica		
		Medio						
		Inferior					Andesita Colipilli (20)	Pórfidos andesíticos, andesitas
	PALEOCENO	Inferior	Grupo C. Mahuida	Andesita El Sillero (19)	Andesitas, dacitas	Mapúchica		
				Granodiorita Tres Puntas (18)	Granodioritas, tonalitas, dioritas, dacitas			
				Granodiorita Paso de Icalma (17)	Granodioritas, granitos, tonalitas, dioritas, gabros			
MESOZOICO	CRETÁCICO	SUPERIOR				Patagónica		
		INFERIOR	Albiano a Hauteriviano					
	Berriasiano		Grupo Mendoza	Formación Vaca Muerta (15)	16) Tonalitas, dioritas, monzogranitos	Araucánica		
		Tonalita Santa María (16)		15) Pelitas, margas bituminosas, calizas, calcita fibrosa				
	JURÁSICO	SUPERIOR	Tithoniano	Grupo Lotena	Formación Tordillo (14)	Areniscas, pelitas, tobas	Loténica	
			Kimmeridgiano		Fms. La Manga (12) + Auquilco (13)	12) Calizas, pelitas, areniscas calcáreas; 13) Yeso, calizas yesíferas, brechas calcáreas.		
		MEDIO	Grupo Cuyo	Formación Lotena (11)	Conglomerados, areniscas, arcilitas	Ríoatuélica		
				Calloviano	Formación Tábanos (10)		Yeso, calizas	
				Bathoniano	Formación Lajas (9)		Areniscas, limolitas, arcilitas, coquinas.	
				Bajociano	Formación Los Molles (8)		Lutitas, areniscas, limolitas, margas, tufitas	
	Aaleniano							
	INFERIOR	Toarciense	Formación Icalma (7)	Basaltos, brechas volcánicas, tobas, pelitas	Tunuyánica			
Pliensbachiano		Formación Sierra Chacaicó (6)				Conglomerados, areniscas, tobas, tufitas		
TRIÁSICO		Superior	Formación Lapa (5)	5) Fanglomerados, areniscas, pelitas, volcanitas ácidas y mesosilíceas.	Huárpica			
		Medio	Granito Moquehue (4)	4) Granitos, tonalitas				
PALEOZOICO SUP.	PÉRMICO	Superior	Grupo Choiyoi (3)	3) Andesitas, brechas y aglomerados andesíticos, dacitas; 3a) volcanitas metamorizadas	Sanrafaélica			
		Inferior	Complejo Plutónico del Chachil (2)	Granodioritas, granitos, tonalitas 2a) gabros; 2b) diabasas				
	CARBONÍFERO		Ectinita Piedra Santa (1)	Metarmorfitas	Precordilleránica			
DEVÓNICO	Superior			Oclóyica	FAMATÍNICO			

————— Contacto intrusivo - - - - - Contacto discordante • • • • • Contacto concordante

propios de los autores y los estudios geológicos básicos de carácter regional ejecutados por Rodrigo (1955), Lambert (1956), Galli (1969a) Holmberg (1973) y Méndez *et al.* (1987, 1995), como también así los aportes de Groeber (1963), Braccacini (1964), Yrigoyen (1972 y 1979), Digregorio (1972, 1978), Digregorio y Uliana (1975, 1980), Uliana (1978), Zanettini (1978, 1979a), Delpino y Deza (1995), Giusiano y Danieli (1998) y García Morabito y Ramos (2005). Los recursos minerales fueron tratados siguiendo los trabajos de Angelelli (1950, 1984), Aparicio (1960), Fernández Lima y Monchablón (1970), Gil (1975), Lyons *et al.* (1978), Zanettini (1976, 1979b), Danieli *et al.* (1979), JICA (1984), Chabert y Zanettini (1999) y Brodtkorb *et al.* (1999).

2. ESTRATIGRAFÍA

RELACIONES GENERALES

La Hoja Geológica 3972-II, Loncopué, se ubica en el extremo sur de la provincia geológica Cordillera Principal (Cordillera Neuquina) y extremo norte de la Cordillera Patagónica Septentrional; comprende además la porción sudoccidental de la Cuenca Neuquina.

En el sector occidental y centro sur, donde sobresalen la cordillera del límite y los extremos norte de las sierras de Catán Lil y del Chachil, afloran metamorfitas del Paleozoico medio intruidas por granitoides pérmicos; ambas entidades están cubiertas en discordancia angular por volcanitas del Pérmico superior; éstas y las metamorfitas están intruidas por magmatitas de edades triásica y cretácica superior respectivamente. Estas entidades constituyen el basamento de la región, sobre el cual se dispone en discordancia una sucesión sedimentaria del Triásico superior - Jurásico - Cretácico inferior, intruida por plutonitas y subvolcanitas paleógenas y cubierta en discordancia por una importante acumulación volcánica cenozoica. Ésta cubre la mayor parte de la comarca y dentro de ella se reconocen distintos ciclos efusivos, separados por discordancias debidas a las fases diastólicas del ciclo Andínico, acompañados por procesos sedimentarios del Mioceno y Pleistoceno.

La secuencia culmina con los depósitos glaciares del Pleistoceno superior y volcanitas y acumulaciones sedimentarias holocenas.

2.1. PALEOZOICO

2.1.1. DEVÓNICO SUPERIOR-CARBONÍFERO

Ectinita Piedra Santa (1)

Hornfels, esquistos, gneises y filitas

Antecedentes

Gneises, filitas y esquistos correspondientes a esta entidad, aflorantes entre al arroyo Cochicó Grande y el cerro Palau Mahuida, fueron descriptos por Lambert (1956) y Galli (1969a). Este último autor mencionó afloramientos de esta unidad en la base occidental del cerro Litrán. Digregorio y Uliana (1980) nombraron por primera vez a esta entidad como Ectinitas de la Piedra Santa. Leanza (1992) y Cucchi y Leanza (2006) emplearon la denominación de Formación Piedra Santa. Franzese (1993, 1995) aportó referencias detalladas sobre las características de esta unidad.

Distribución areal y litología

La unidad aflora en el pie sudoeste del cerro Litrán, en Cochicó Grande, entre los arroyos Manzano y Liu Cullín e inmediatamente al sur del cerro Palau Mahuida.

En los afloramientos del cerro Litrán y en las nacientes del arroyo del mismo nombre se localizan *hornfels* de color pardo grisáceo mediano y gris verdoso mediano, compuestos por cuarzo, plagioclasa alterada, biotita cloritizada y escasa apatita, y en algunos casos con tremolita - actinolita acicular en agregados fibroradiales y abundantes óxidos de hierro. En parte la roca se halla cataclasada y con inyección silíceas en lenticulas concordantes con la esquistosidad. Galli (1969a) mencionó, además, filitas de color gris oscuro a mediano, integradas por cuarzo, muscovita y clorita.

En el curso medio del arroyo Cochicó Grande (Fig. 2) se halla un *hornfels* pardo grisáceo claro, de estructura granosa mediana y textura granoblástica formada por cuarzo, feldespatos argilizados, abundantes muscovita y clorita en agregados fibroradiales y escasos agregados de titanita, observándose carbonatización masiva de la roca. Refiriéndose a las nacientes de este arroyo, Galli (1969a) citó también meta-areniscas bandeadas con cuarzo, plagioclasa, sericita, clorita y magnetita, metapelitas de color gris oscuro y anfibolitas con hornblenda, plagioclasa y magnetita.



Figura 2. Metamorfitas de la Ectinita Piedra Santa, intruidas por granitos del Complejo Plutónico del Chachil en el curso medio del arroyo Cochicó Grande (afloramientos claros en el cambio de pendiente, a la derecha) y cubiertas por el Basalto Tipilihuque (borde izquierdo de la fotografía).

Entre los cursos superiores de los arroyos Manzano y Liu Cullín se localizan esquistos cuarzo-cloríticos, gneises y filitas, atravesados por vetas pegmatíticas y de cuarzo blanco lechoso. Los primeros, que son los que predominan, son de color gris verdoso y están compuestos por cuarzo, plagioclasa (albita), clorita y sericita. Los gneises, de color gris oscuro, están integrados por cuarzo, feldespato y biotita, con esquistosidad ondulada y venulación concordante de cuarzo. Las filitas conservan las características antes enunciadas (Lambert, 1956). Este autor describió también gneises y filitas que afloran al nordeste y al sur del cerro Palau Mahuida.

Ambiente

Las rocas del protolito habrían sido grauvacas y pelitas alternantes, representantes de un ambiente proximal de sedimentación nerítica, afectadas por metamorfismo de bajo a mediano grado que alcanzó la facies de esquistos verdes. El material sedimentario original provendría de áreas de aporte dominadas por granitos o riolitas de un arco magmático emergido (Franzese, 1995).

Relaciones estratigráficas

La base de la unidad no se observa, en tanto que está cubierta en discordancia por las volcanitas del Grupo Choiyoi, por los basaltos Tipilihuque y Huechahué, por la Andesita Palau Mahuida y por la Ignimbrita Carreri, así como también por sedimentitas de la Formación Mitrauquén y por depósitos glaciares de la Formación Los Helechos. Está intruida por granitoides del Complejo Plutónico del Chachil.

Edad y correlaciones

Por sus características similares, las rocas descritas son asimilables a la Ectinita Piedra Santa aflorante en el cordón de la Piedra Santa y en el cerro Trapial Mahuida, al sud-sudoeste de Zapala y con la Ectinita Guaraco Norte (Zappettini *et al.*, 1987), expuesta en las comarcas de Varvarco y Varvarco Campos, en el noroeste de la provincia. Asimismo, es comparable con los Estratos de Huinucal Ivante (Emparan *et al.*, 1992; Emparan y Suárez, 1992; Suárez y Emparan, 1997), aflorantes en el vecino territorio chileno.

La Ectinita Piedra Santa fue asignada al Devónico por Digregorio y Uliana (1980). Las edades radimétricas K/Ar de esquistos del cordón de la Piedra Santa ofrecidas por Franzese (1995), variables entre 372 ± 18 y 311 ± 16 Ma, señalan edad devónica superior a carbonífera para el metamorfismo regional que afecta a la unidad y sugieren una edad ¿silúrica? - devónica media para la deposición de las sedimentitas originales.

2.1.2. PÉRMICO INFERIOR

COMPLEJO PLUTÓNICO DEL CHACHIL (2, 2a Y 2b)

Granodioritas, granitos, tonalitas (2); gabros (2a) y diabasas (2b)

Antecedentes

Fue considerado por Lambert (1956) como parte del Basamento Cristalino y como Formación

Huechulafquen por Turner y Cazau (1978) y Digregorio y Uliana (1980), mientras que Leanza (1992) realizó un estudio detallado al sur de la Hoja en la comarca del cerro Chachil y le asignó el nombre formal del epígrafe.

Distribución areal

Tiene su mayor expresión en el ángulo sudeste de la Hoja, correspondiente a los extremos norte de las sierras de Catan Lil y del Chachil. Las mejores exposiciones se encuentran en el faldeo septentrional del cerro Atravesada (Fig. 3) y el cerro Mallín de los Caballos (Fig. 4). Por sus características y relaciones estratigráficas similares, se incluye en la unidad a las manifestaciones localizadas en el sector centro-sur de la comarca, a saber: al sur de la aduana de Pino Hachado, en el valle del arroyo Sanquilcó, entre los cerros Litrán y Piedras y en el sector medio del valle de Cochicó Grande.

Litología

La entidad está integrada por granodioritas, granitos y tonalitas, y de manera muy subordinada, microdioritas. Tentativamente se incluyen en este complejo gabros y diabasas.

Las granodioritas son las rocas dominantes. Son de color gris mediano a blanquecino, de estructura granular fina a mediana. Al microscopio, la textura es xenomorfa granular, compuesta por cuarzo, plagioclasa (andesina, oligo-andesina), feldespato potásico (microclino, ortosa), hornblenda y biotita, y apatita, circón y magnetita como minerales acceso-

rios; la hornblenda puede estar alterada a clorita o biotita y los feldespatos argilizados y sericitizados.

Los granitos son de estructura granular gruesa a fina, de colores rosado, gris rosado, gris claro y blanco sucio. Al microscopio, la textura es xenomorfa granular gruesa a fina, integrada por cuarzo en cristales xenomorfos, feldespato potásico (microclino pertítico, ortosa), plagioclasa (andesina, albíta), biotita y muscovita, y apatita y circón como minerales accesorios; los feldespatos están argilizados, sericitizados y cloritizados al igual que la biotita, en la cual también puede observarse epidotización. Al sur de Pino Hachado, el mafito está transformado, por metamorfismo, en biotita secundaria.

Sobre el flanco occidental del cerro Litrán el granito, cuyo afloramiento es muy pequeño, no mapeable, y que intruiría a las metamorfitas de la Ectinita Piedra Santa allí presentes, muestra al igual que éstas un proceso de cataclasis. Estas rocas se encuentran sobre una estructura regional, de sentido norte-sur, que se interpreta en la imagen satelital.

El análisis modal de los granitos señala, en términos generales, 65% de feldespatos, 20% de cuarzo, 10% de micas y 5% de minerales accesorios.

Se reconocen también variedades porfíricas expuestas, por ejemplo, entre el cerro Atravesada y las nacientes del arroyo Las Canoas, que podrían señalar la zona periférica superior del *stock* (Lambert, 1956).

Las tonalitas son de color gris, con estructura granular fina a mediana, están constituidas por cuarzo, plagioclasa (andesina), hornblenda, biotita y muscovita, con apatita, circón y magnetita como minerales accesorios. En las cabeceras del arroyo



Figura 3. Vertiente septentrional del cerro Atravesada, mostrando un circo glaciar con excelentes exposiciones del Complejo Plutónico del Chachil, al que se sobreponen vulcanitas mesosilícicas de tonalidades moradas del Grupo Choiyoi y a la derecha, en discordancia, tobas silicificadas de la Formación Lapa.



Figura 4. Vista del cerro Mallín de los Caballos tomada al oeste desde Sainuco. En primer plano el Basalto Tipilihuque; al fondo, con nieve, el Complejo Plutónico del Chachil; adelante de éste se advierten afloramientos pardo rojizo del Grupo Choiyoi, cubiertos en discordancia por la Formación Lapa de color ocre a la izquierda y en la primera elevación en el centro. En discordancia sobre ésta, yace la Formación Los Molles, color ocre rojizo con nieve a la derecha.

Casheu Mallo Hué (o Casa Mayor) se localizan pórfiros tonalíticos de color gris a pardo amarillento y estructura porfírica, con fenocristales de cuarzo y feldespato en una pasta afanítica.

En Cochicó Grande, Galli (1969a) citó microdioritas, compuestas por plagioclasa (albita) y hornblenda, con apatita y magnetita como minerales accesorios.

Se vinculan con la unidad, los filones pegmatíticos y de cuarzo blanco lechoso que afectan a la Ectinita Piedra Santa en el arroyo Manzano, como también así los diques pegmatíticos y aplíticos que la intruyen en el área del cerro Atravesada.

Se atribuye tentativamente al Complejo Plutónico del Chachil a los diques andesíticos y gábricos (2a) y a los cuerpos de gabro (2a) aflorantes al este y sur del cerro Atravesada, que intruyen a los términos más ácidos de este complejo, descritos por Lambert (1956: 13) como parte del Basamento Cristalino.

Los diques andesíticos contienen xenolitos de la caja granítica y son, a su vez, cortados por diques de gabro. Los cuerpos mayores de este último son de color verde oscuro, formados por plagioclasa (labradorita) y piroxeno (augita); ésta se halla también como fenocristales reemplazados por hornblenda (uralitización), la que a su vez está cloritizada. La diseminación de pirita es abundante.

De igual manera que en el caso anterior, se incluye en el Complejo Plutónico del Chachil al cuerpo de diabasa (2b) expuesto al sudeste del cerro Palau

Mahuida, considerado por Lambert (1956: 14) en el Basamento Cristalino. Se encuentra rodeado por los basaltos Hueyeltué y Huechahué y no es clara su relación con volcanitas del Grupo Choiyoi allí presentes. El afloramiento tiene rumbo este-nordeste, constituido por una roca de color verde oscuro, pardo rojizo por oxidación, compacta, con estructura granosa fina.

Relaciones estratigráficas

El complejo intruye con contactos netos a las metamorfitas de la Ectinita Piedra Santa; está cubierto en discordancia por el Grupo Choiyoi, por la Formación Lapa, por los basaltos Tipilihuque y Hueyeltué y por la Formación Los Helechos. En el extremo noroeste de la sierra del Chachil está en contacto tectónico con la Formación Los Molles. Al este y sur del cerro Atravesada está intruido por cuerpos andesíticos y gábricos, que en el presente trabajo se atribuyen tentativamente al mismo complejo, y por subvolcanitas andesíticas que se reconocen como Andesita Colipilli.

Edad y correlaciones

La unidad se correlaciona parcialmente con los granitos del Basamento Cristalino descrito por Lambert (1956) y Galli (1969a), con el Complejo Plutónico Huechulafquen mapeado por Turner (1965b) al sudoeste de la región, al este del río Kilca, y con el

Granito Huingancó (Zöllner y Amos, 1973) expuesto en la comarca de Andacollo, en el noroeste neuquino.

De acuerdo con sus relaciones estratigráficas y una datación radimétrica, que en el ámbito de la Hoja Geológica Junín de los Andes (Cucchi y Leanza, 2006) arrojó 281 ± 4 Ma (Sillitoe, 1977), se le atribuye al Complejo Plutónico del Chachil una edad pérmica inferior. Si bien Leanza (1992) y Cucchi y Leanza (2006) en la Hoja Junín de los Andes asignaron este complejo al Carbonífero superior - Pérmico inferior teniendo en cuenta su paralelización con el Complejo Plutónico Huechulafquen, en este caso se toma como válida la datación de Sillitoe (1977) que cae llanamente en el Pérmico inferior, edad que se adopta en este trabajo.

JICA (1984), por su parte, reveló edades radimétricas K/Ar sobre roca total de 225 ± 11 y $222 \pm 1,1$ Ma, en tonalitas localizadas al sur de la comarca y tentativamente atribuidas a este complejo. Se estima que estas edades del Triásico superior temprano, corresponden a un segundo pulso magmático parcialmente correlacionable con el Granito Moquehue que se describe en este trabajo.

Llambías *et al.* (2007) plantearon una versión alternativa en la comarca de Andacollo, instituyendo el Complejo volcánico-plutónico Huingancó por debajo de una extensa superficie de erosión conocida como discordancia Huárpica, al que consideraron integrante del ciclo ígneo (o Grupo) Choiyoi en el sentido que Roller y Criado Roque (1970) lo utilizaron en la provincia de Mendoza, proponiendo asimismo paralelizarlo en parte con el Complejo Plutónico del Chachil de Leanza (1992).

2.2. PALEOZOICO-MESOZOICO

2.2.1. PÉRMICO SUPERIOR – TRIÁSICO MEDIO

GRUPO CHOIYOI (3)

Andesitas; brechas, aglomerados e ignimbritas andesíticas; dacitas y tobas dacíticas (3); vulcanitas metamorfizadas y alteradas (3 a)

Antecedentes

Fue reconocido por Groeber (1929) bajo la denominación de Serie Porfirítica Supratriásica, designación que cambió posteriormente (1946) por la de Choiyoilitense, que proviene de Choiyoi, nombre aborigen de la cordillera del Viento que es el lugar tipo de la unidad. Stipanovic (1965) sustituyó el término por Grupo Choiyoi.

Distribución areal

La entidad aflora al sur del cerro Pino Solo cerca del límite con Chile, en las cabeceras del arroyo Haichol, en el arroyo Sanquilco y en el cerro Los Riscos. En la parte austral de la Hoja está expuesta en el faldeo septentrional de los cerros Mallín de los Caballos y Atravesada (Fig. 3). Exposiciones más reducidas se encuentran en la margen derecha del arroyo Cochicó Grande (Fig. 5), en el río Kilca, en el curso inferior del río Litrán y al sudeste del cerro Palau Mahuida.



Figura 5. Grupo Choiyoi cubierto por mantos del Basalto Tipilihuque a la izquierda. Vista tomada al este desde la margen derecha del curso medio del arroyo Cochicó Grande.

Litología

Las volcanitas que la integran corresponden a una serie normal calcoalcalina. Su composición general es una alternancia de lavas de andesitas y, en menor proporción, dacitas y riodacitas, tobas dacíticas y brechas, aglomerados e ignimbritas de composición andesítica, de coloraciones pardo rojiza, pardo amarillenta, rojo violácea, violácea, verde oscura, verde grisácea y gris clara a oscura.

De acuerdo con Leanza (1992), en la base suelen presentarse tobas dacíticas verde y gris verdosas, con estratificación gruesa a mediana, alternantes con areniscas finas pardo verdoso y moradas, subordinadas. Estas intercalaciones se observaron en arroyo Sanquilcú, donde se encuentra una wacke arcósica de grano muy fino, color gris mediano, constituida por cristaloclastos subredondeados y subangulosos de cuarzo y plagioclasa en una abundante matriz formada por sericita, cuarzo, clorita y pequeñas escamas de biotita secundaria. La alteración biotítica sugiere un leve proceso metamórfico sobreimpuesto.

Las andesitas se disponen en mantos groseramente estratificados, de hasta 30 m de espesor. Son de color morado, morado rojizo, gris verdoso y pardo amarillento, la estructura es porfírica con fenocristales de plagioclasa (albita, andesina) y escasos de biotita, hornblenda y actinolita, en una pasta felsítica a microfelsítica intercrecida con mafitos, con magnetita, titanita, leucoxeno y apatita como minerales accesorios.

Las brechas y aglomerados volcánicos andesíticos se disponen en mantos gruesos, no bien definidos. Son de colores pardo violáceo a grisáceo, con litoclastos subangulosos a redondeados de andesitas y vitroclastos desvitrificados, en una matriz de igual composición ocasionalmente con rasgos de fluidalidad.

Las ignimbritas andesíticas tienen de estructura y textura porfiroclástica formada por pequeños litoclastos subangulosos de andesitas y escasos cristaloclastos de feldespato, en una matriz desvitrificada microfelsítica a criptofelsítica con marcados rasgos de fluidalidad.

Las dacitas, de colores gris y gris verdoso, tienen textura porfírica, con fenocristales de cuarzo, plagioclasa (oligoclasa) y escasa biotita cloritizada, en una pasta vitrofelsítica con rasgos de fluidalidad.

Se han determinado también tobas dacíticas litocristalinas, compuestas por litoclastos de dacita y andesita, cristaloclastos de cuarzo y plagioclasa

(oligoandesina) y escasa muscovita, cementados por sericita-clorita que son productos de alteración del cemento original (Turner, 1976).

En el arroyo Cochicó Grande afloran, además, dacitas color gris oscuro, de textura porfírica con escasos fenocristales de plagioclasa (albita) argilizada y carbonatizada y cuarzo, en una pasta traquítica gruesa integrada por feldespato, minerales opacos idiomorfos de sección cúbica y clorita intersticial.

La potencia de la secuencia es variable, lo que puede atribuirse a su adaptación a un pre-relieve o a su obliteración por fracturamiento. Inmediatamente al sur de la Hoja, Leanza (1992) midió 867 m, en tanto que Freytes (1969) consignó 637 m para las nacientes del arroyo Carreri y 425 m para el cerro Mallín de los Caballos.

En diferentes sectores de la Hoja se han identificado rocas volcánicas metamorizadas y alteradas que se considera que pertenecen a este grupo. Se las ha mapeado como 3 a y se las describe a continuación.

En el curso inferior del río Litrán, en la base sur del cerro Batea Mahuida Sur y en la margen sudoeste del lago Moquehue, entre el arroyo Caricó y Villa Moquehue, se encuentran rocas andesíticas, en parte transformadas en hornfels, silicificadas y propilitizadas, con venillas y parches de carbonato/sílice, carbonato/epidoto y de cuarzo, diseminación de pirita y localmente atravesadas por vénulas de granitoides.

Se interpreta que el metamorfismo y la alteración hidrotermal que presentan estas ocurrencias se deben a la intrusión del Granito Moquehue y de la Granodiorita Paso de Icalma, con los que parcialmente están en contacto.

Los afloramientos del curso inferior del río Litrán fueron asignados por Galli (1969a), con dudas, al Grupo Molle. Allí, sobre su margen derecha, se localiza una andesita alterada color gris mediano, de textura porfírica con fenocristales de plagioclasa argilizados, sericitizados y epidotizados y mafitos reemplazados por epidoto y clorita; la pasta felsítica está totalmente argilizada y epidotizada; hay agregados de titanita y una fina y abundante diseminación de pirita.

En la margen izquierda, por encima, aflora una ignimbrita andesítica color gris oscuro, de textura porfiroclástica, con escasos litoclastos de rocas graníticas y cristaloclastos de feldespato y mafitos totalmente alterados, en una matriz criptofelsítica, intensamente alterada, con rasgos de fluidalidad; las

alteraciones presentes en los componentes son argilización, sericitización, epidotización y cloritización; se observa silicificación en agregados y diseminación de piritita.

Un poco al norte de la bifurcación de las rutas provinciales 13 y 23, sobre la primera, se halla brecha volcánica andesítica color gris oscuro, de textura brechosa formada por litoclastos subangulosos de andesitas alteradas y fragmentos de matriz de volcanitas básicas, en una base muy fina formada por feldespatos epidotizados, mafitos cloritizados y minerales opacos. Se advierten parches de carbonatos y silicificación localizada.

En el afloramiento de granodioritas de la estancia La Nevada hay enclaves de andesitas transformadas a hornfels color gris mediano a oscuro, con fenocristales de plagioclasa (andesina) argilizados y sericitizados en una pasta felsítica en la que se han generado cristales de sillimanita y de andalusita. Hay abundante piritita diseminada.

En la base del cerro Batea Mahuida Sur, interpretada también por Galli (1969a) como correspondiente al Grupo Molle, se halla una andesita alterada, de textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa (andesina) intensamente sericitizados, anfíbol parcialmente desferrizado y escaso cuarzo; la pasta hipocristalina está totalmente cloritizada.

En la margen sudoeste del lago Moquehue, en contacto con el Granito Moquehue, afloran andesitas alteradas color gris verdoso mediano a oscuro, de textura porfírica con fenocristales de plagioclasa (andesina) argilizada, carbonatizada y epidotizada y mafitos reemplazados por carbonatos, clorita, epidoto y titanita, en una abundante pasta microfelsítica a pilotáxica gruesa silicificada, argilizada y propilitizada. Se ha observado que, localmente, contiene clastos subangulosos de una metamorfita integrada por epidoto, clorita, carbonato y granate.

Se hallan también *hornfels* color gris oscuro, compuestos por un mosaico granoblástico de cuarzo, plagioclasa y biotita pseudorientados, además de relictos de hornblenda y, minerales accesorios tales como titanita, apatita y minerales opacos; se ven agregados de sericita producto de la alteración del feldespato.

Finalmente, próximo al puente sobre el río Quillahue, se puede advertir que el granito del Granito Moquehue contiene un enclave de andesita basáltica alterada. La roca tiene color gris verdoso; la textura es porfírica con fenocristales de mafitos totalmente reemplazados por serpentina y carbona-

to, en una pasta abundante formada por plagioclasa argilizada y sericitizada y mafitos reemplazados por epidoto, clorita y carbonatos.

Similares observaciones fueron efectuadas en la comarca y al sur de ella por Latorre y Vattuone (1990), Vattuone *et al.* (1996), Latorre *et al.* (1997) y Lagorio *et al.* (2001).

Paleontología

Leanza (1992) citó la presencia de fragmentos de troncos fósiles silicificados en areniscas finas de la base de la entidad, inmediatamente al sur de la comarca del cerro Atravesada.

Relaciones estratigráficas

El Grupo Choiyoi se dispone en discordancia angular, cubriendo un paleorrelieve, sobre la Ectinita Piedra Santa y el Complejo Plutónico del Chachil y está cubierto de igual manera por las formaciones Lapa y Los Molles, los basaltos Tipilihuque, Hueyeltué y Huechahué, la Formación Mitrauquén, las ignimbritas Carreri y Alpehué y depósitos glaciares. Está intruido por el Granito Moquehue, por la Granodiorita Paso de Icalma y por la Andesita Colipilli.

Edad y correlaciones

La unidad es equivalente con la parte inferior de la Serie Porfírica Supratriásica de Lambert (1956) y el Choiyoilicense de Galli (1969a). Se correlaciona con la Formación Aluminé de Turner (1965b) y con la Formación Choiyoi de Leanza (1992). Al asentarse en discordancia sobre el Complejo Plutónico del Chachil (Pérmico inferior), y estar cubierta de igual manera por la Formación Lapa (Triásico superior), su edad queda acotada en el Pérmico superior - Triásico medio, en coincidencia con la edad que también adjudicaron a la unidad Cucchi y Leanza (2006) en la Hoja vecina al sur, Junín de los Andes.

La correlación de la magnetoestratigrafía de la entidad con la escala patrón de reversiones de polaridad del campo magnético terrestre indica para el grupo, en la sierra del Chachil, una edad del Paleozoico tardío - Mesozoico temprano (Rapalini, 1988).

Leanza *et al.* (2005) instituyeron en el depocentro de la cordillera del Viento el reemplazo del Choiyoilicense *sensu* Groeber (1946) por la For-

mación Cordillera del Viento y, en el depocentro de Chacaicó por la Formación Ñireco, ambas por encima de la extensa superficie de erosión conocida como discordancia Huárpica. Según Llambías *et al.* (2007), esta última refleja un cambio importante en la configuración tectónica del basamento de la Cuenca Neuquina, probablemente relacionado con una posible reactivación y/o cambio en el ángulo de incidencia de la subducción, que marca la finalización del Ciclo Gondwánico y el inicio del Ciclo Andino. Es a partir de esta discordancia que comienza la etapa con predominio de extensión litosférica, evidenciada por la formación de grábenes y hemigrábenes, y que luego continúa con la subsidencia de mayor amplitud en el tras-arco y el desarrollo de un arco magmático hacia el oeste, elementos que los citados autores consideraron como característicos de los comienzos del Ciclo Andino del margen continental activo de Gondwana.

2.3. MESOZOICO

2.3.1. TRIÁSICO SUPERIOR

Granito Moquehue (*nom. nov.*) (4)

Granitos, tonalitas

Antecedentes

Las rocas de la entidad fueron reconocidas por Galli (1969a) como integrantes del Basamento Cristalino, mientras que Turner y Cazau (1978) y Digregorio y Uliana (1980) las incluyeron en la Formación Huechulafquen. En este trabajo se propone la denominación formal del epígrafe.

Distribución areal y litología

Aflora en el sector sudoccidental de la comarca, sobre la costa noroeste del lago Moquehue, hacia el sudoeste del mismo y sobre la margen noroeste y sudoeste de las lagunas Cari Laufquén (Figs. 6, 7 y 8).

La unidad está integrada por granitos y tonalitas subordinadas, con imposición de procesos metamórficos y de alteración probablemente debidos a la intrusión de la Granodiorita Paso de Icalma.

Los granitos son de color gris blancuzco a gris oscuro, con estructura granosa mediana a gruesa. Al microscopio la textura es xenomorfa granular mediana a gruesa, constituida por abundante cuarzo xenomorfo, con crecimientos gráficos en feldespatos,

plagioclasa (albita), feldespato potásico (ortosa) y biotita, y como minerales accesorios apatita, circón y titanita. Los feldespatos están intensamente argilizados, sericitizados y epidotizados, mientras que el mafito pasa a clorita y epidoto. Se observó formación de biotita secundaria debida a un leve metamorfismo. En las lagunas Cari Laufquén los componentes del granito presentan granulación marginal producto de fuertes presiones; la alteración que lo afecta es muy intensa y contiene venas de cuarzo blanco lechoso en diaclasas.

Las tonalitas se han identificado en el curso inferior del arroyo Las Ánimas. Son de color gris blancuzco, de estructura granosa mediana a fina. Al microscopio se advierte una textura xenomorfa granular mediana, con abundante cuarzo xenomorfo, plagioclasa (oligoclasa), feldespato potásico (ortosa) y mafitos. El proceso metamórfico sobre estas rocas ha ocasionado la intensa argilización y sericitización de los feldespatos, mientras que el mafito se halla convertido en biotita secundaria formando nidos.

Relaciones estratigráficas

La mayor parte del área de afloramientos de la entidad está cubierta por depósitos glaciarios y bosque, lo que no permite observar ni delimitar los contactos, que en el mapa se han indicado como inferidos. Intruiría al Grupo Choiyoi, ya que contiene enclaves de andesitas metamorfizadas y *hornfels* que se interpretan que corresponden a esta unidad. A su vez, está intruida por la Granodiorita Paso de Icalma.

Edad y correlaciones

Las rocas de la unidad fueron consideradas de edad precámbrica por Groeber (1929) y Galli (1969a) y pérmica (*l.s.*) por Turner y Cazau (1978) y Digregorio y Uliana (1980).

El estudio realizado por Cingolani *et al.* (1991), en muestras obtenidas sobre la margen noroeste del lago Moquehue y al sur del mismo, ha proporcionado edades radimétricas Rb/Sr que conforman una isocrona de 209 ± 13 Ma, por lo que se asume en esta Hoja una edad triásica superior para el Granito Moquehue.

Por lo tanto, en el ámbito de la Cordillera Neuquina la entidad se correlaciona con rocas localizadas al sur y sudeste del lago Rucachoroi y al sur del río Quillén datadas como triásicas (K/Ar 241 ± 41 a 209 ± 12 Ma) por Latorre *et al.* (2001) y con

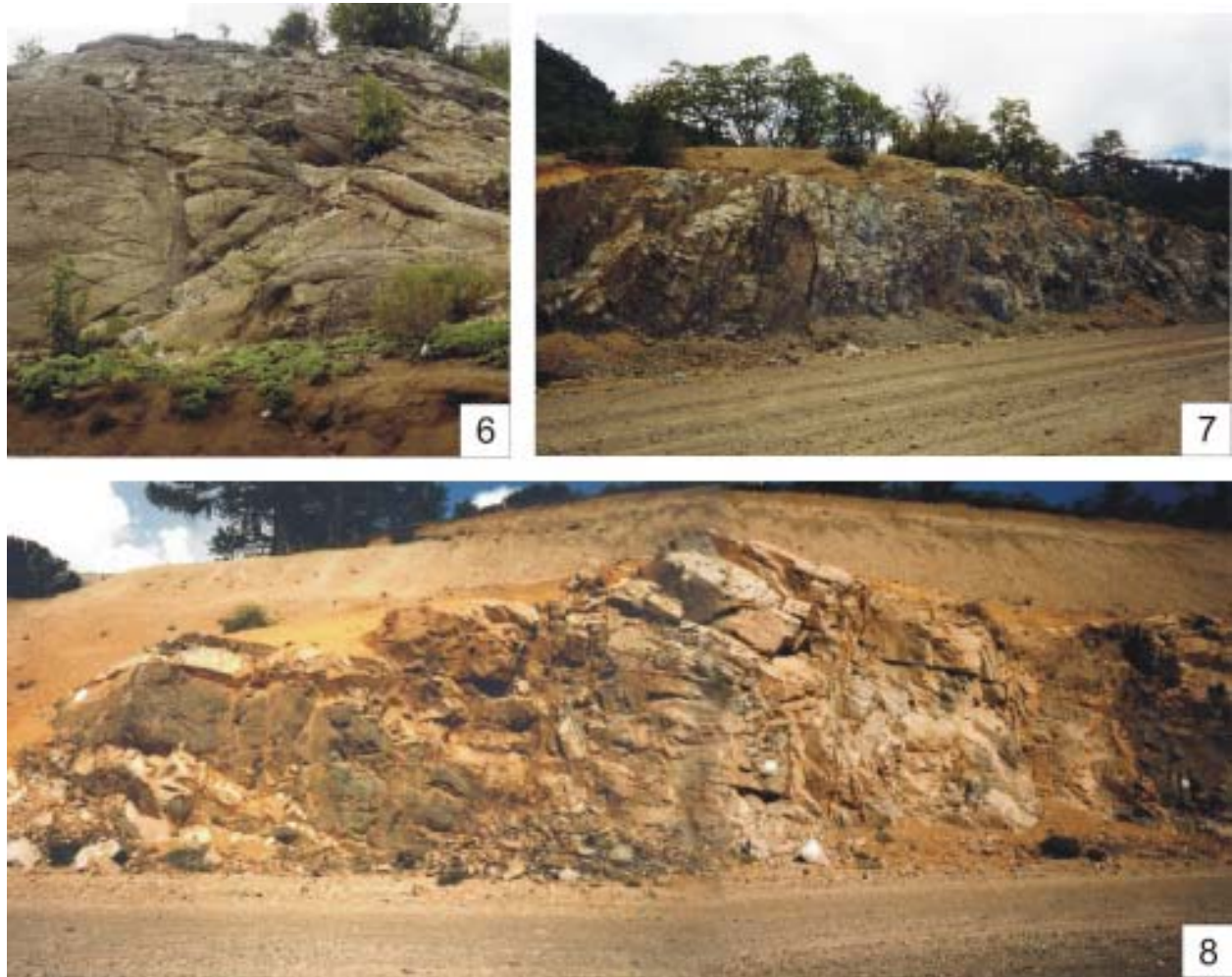


Figura 6. Granito Moquehue alterado, con venas de cuarzo y afectado por erosión glaciar, en el lago Cari Laufquén, al sur de La Angostura. **Figura 7.** Andesitas metamorizadas del Grupo Choiyoi?, que conforman un enclave dentro del Granito Moquehue. Vista al nordeste sobre la ruta provincial 11, al nordeste de Villa Moquehue. **Figura 8.** Granito Moquehue conteniendo enclaves de volcánicas del Grupo Choiyoi?. Vista tomada hacia el sur desde el puente del río Quillahue.

las del extremo oeste del lago Lolog, señaladas como neotriásicas (K/Ar 212 ± 10 Ma) por González Díaz (1982).

Formación Lapa (5)

Fanglomerados, areniscas, pelitas, volcánicas ácidas a mesosilícicas, tobas, tufitas, ignimbritas y diques riolíticos

Antecedentes

Groeber (1958) empleó para esta unidad la denominación Capas de Lapa, que fue normalizada por Stipanovic (1969). Su localidad tipo, designada por Leanza (1992), está situada en el faldeo septentrional del cerro Currú Charahuilla o Lapa, al sudeste de la Hoja.

Por sus características litológicas se incluye en la unidad al Conglomerado Carreri de Lambert

(1956) y a los conglomerados que describió en la Serie Porfírica Supratriásica localizados al sudeste del cerro Palau Mahuida.

Distribución areal

Aflora en el sudeste de la comarca, en los extremos norte de las sierras de Catán Lil (cerro Mallín de los Caballos) y del Chachil (cerro Atravesada), continuando hacia el sur de la Hoja.

Litología

En los sitios reconocidos en los flancos oriental y norte de las sierras del Chachil y de Catán Lil, está ausente el fanglomerado basal descrito por Leanza (1992) al sur de la comarca, pero se interpreta que ese depósito es equiparable al informalmente denominado Conglomerado Carreri por Lambert (1956).

De acuerdo con este autor, la formación está integrada por fanglomerados (conglomerados) brechosos, bien indurados, de color gris oscuro, limonitizados, compuestos por rodados subangulosos a angulosos de hasta decímetros de diámetro correspondientes a riolitas, andesitas, granitoides, metamorfitas, areniscas y pelitas, en matriz de arenisca gruesa a fina y cemento silíceo - clorítico.

Se intercalan bancos de areniscas micáceas color gris y lutitas negras, piritizadas, y hacia el techo se interponen tobas lítico-cristalinas de color gris claro, constituidas por cristaloclastos de cuarzo y feldespato y líticos de riolita y cuarcita, estando la matriz clorítica limonitizada y calcitizada. Este asomo muestra buena estratificación, las capas tienen rumbo NNE e inclinación de 45° al oeste. Su espesor fue estimado en más de 500 metros.

En los afloramientos que rodean a las sierras antes nombradas, la unidad está integrada por tobas riolíticas, dacíticas y, subordinadas, andesíticas y riódacíticas, con intercalaciones de brechas y tufitas de igual índole, en gran parte silicificadas, que ostentan una gran variedad de colores blanco, blanco grisáceo, gris, gris blanquecino, gris verdoso, verde, verde claro, verde grisáceo, rosado grisáceo, morado, rojo morado. Se disponen en mantos gruesos a finos, bien a mal definidos, con inserción local de verdaderas coladas e ignimbritas riolíticas (Freytes, 1969).

Las tobas riolíticas, que son la roca dominante, presentan textura porfírica o vitroclástica, con fenocristales de plagioclasa (andesina) o feldespato potásico (ortoclasa) y cuarzo, en pasta vítrea o granular de cuarzo anhedral con/sin feldespato potásico, con magnetita, titanita, rutilo, apatita y cristobalita como minerales accesorios. Las tobas lítico-cristalinas son de igual composición y contienen, además, litoclastos de volcanitas en pasta felsítica muy silicificada.

Las coladas de riolitas son de textura porfírica, con fenocristales de cuarzo incoloro, feldespato potásico (ortoclasa, sanidina) blanco lechoso a rosado, plagioclasa (albita, oligoclasa) y escasa muscovita, en pasta, microfelsítica o granular formada por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, con titanita y circón como minerales accesorios.

En el arroyo Casheu Mallo Hué y en Sainuco, se identificaron también mantos de andesitas de colores gris mediano verdoso y pardo rojizo oscuro, textura porfírica con fenocristales de plagioclasa

(andesina) argilizada, sericitizada, epidotizada y carbonatizada, y piroxeno (augita) cloritizado y carbonatizado, en pastas pilotáxica gruesa (plagioclasa con puntos de epidoto y clorita y carbonatos intersticiales) y felsítica.

En algunos sitios estas rocas poseen soles de turmalina negra y alvéolos esferoidales rellenos por carbonato, otros por clorita y baritina y otros por vidrio (palagonita) y epidoto.

Se encuentran también brechas andesíticas, compuestas por litoclastos subangulosos de basalto, andesita y rocas graníticas, vitroclastos desvitrificados, cristaloclastos de plagioclasa (andesina) argilizada, epidotizada y carbonatizada y escaso cuarzo, en una matriz microfelsítica argilizada.

Se han localizado, además, riódacitas de textura porfírica, constituidas por cuarzo, plagioclasa (oligoandesina), feldespato potásico (ortoclasa) y hornblenda, en una pasta microgranosa a micrográfica formada por cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. La plagioclasa se observa reemplazada por sericita o calcita, la ortosa por caolinita y la hornblenda por clorita o epidoto.

Diques de riolita blanca, de hasta 10 m de potencia, atraviesan a la entidad y a las andesitas del Grupo Choyoi en el área del cerro Mallín de los Caballos. Tienen rumbo NO e inclinación subvertical. Están compuestos por fenocristales de cuarzo, feldespato potásico (ortosa), plagioclasa (oligoclasa), sericitizados y caolinizados, y biotita cloritizada, en una pasta microgranular integrada por cuarzo, feldespatos, escasa sericita y óxido de hierro.

El espesor de la entidad varía significativamente en cortos trechos, lo cual se explica considerando que ella corresponde al relleno de hemigrábenes en un proceso de *rifting*. Freytes (1969) indicó 356 m en el arroyo Carreri y, con inseguridad, 789 m en el cerro Mallín de los Caballos.

Ambiente

La entidad representa el relleno de depresiones tafrogénicas con volcanismo periférico simultáneo (Gulisano *et al.*, 1984; Riccardi y Gulisano, 1990).

En esta asociación sedimentario-volcánica, las pefitas representarían abanicos aluviales de pronunciado gradiente, mientras que la acumulación de piroclastitas ácidas y mantos de lavas básicas, producto de un bimodalismo volcánico, sugiere condiciones tectónicas extensionales (Franzese y Spalletti, 2001).



Figura 9. Contacto discordante entre el Grupo Choiyoi y la Formación Lapa en la vertiente septentrional del cerro Atravesada, muy próximo a la laguna homónima.

Relaciones estratigráficas

Se dispone en discordancia angular sobre el Complejo Plutónico del Chachil y el Grupo Choiyoi (Fig. 9), y está cubierta de igual manera por las formaciones Sierra Chacaicó y Los Molles y los basaltos Tipilihuque y Huechahué.

Edad y correlaciones

Si bien Lambert (1956) mapeó en el sector occidental de la antigua Hoja Zapala la Serie Porfirítica Supatriásica en forma complexiva, se encargó de diferenciar claramente en el texto que la misma finalizaba en su parte superior con «pórfiros cuarcíferos» (Fig. 10), constituidos por «mantos bien estratificados que constituyen una serie potente de unos 150 m en el valle del arroyo Carreri. Están formadas por una roca de superficie herrumbrosa pero interiormente blanca, compacta, muy dura, con fenocristales de cuarzo bas-



Figura 10. Vista de los "Pórfidos Cuarcíferos" de Lambert (1956) asimilados a la Formación Lapa en la vertiente septentrional del cerro Atravesada.

tante numerosos (Lambert, 1956: 15). Este litotipo, bien expuesto en la vertiente septentrional del cerro Atravesada y en el extremo norte de la sierra de Catán Lil, es justamente lo que actualmente se asimila a la Formación Lapa, que fuera cartada por primera vez a escala regional por Leanza (1992).

Originalmente fue referida al Rético por Lambert (1946) y al Ladiniano - Carniano inferior por Groeber (1958), en tanto que Stipanovic (1969: 370) la atribuyó al Hettangiano (y Eosinemuriano?). Legarreta y Gulisano (1989) la ubicaron en el Neotriásico tardío, lo cual fue confirmado por los restos plantíferos, *Telemachus elongatus* Anderson y *Pagiophyllum* sp., hallados en la localidad tipo por Spalletti *et al.* (1991). Esta es la edad que tradicionalmente fue aceptada para la unidad, en la comarca en análisis, en estudios regionales previos (Leanza, 1992; Leanza y Hugo, 1997; Cucchi y Leanza, 2006). Recientemente, Schiuma y Llambías (2008) han reportado dataciones radimétricas de rocas de esta unidad, tomadas en el subsuelo, correspondientes al Jurásico temprano. Esto es consistente con la edad de la caliza Chachil que la cubre en discordancia, cuya edad se adjudica al Pliensbachiano sobre la base de su contenido en ammonites (Leanza y Blasco, 1991). No obstante, los autores de esta Hoja prefieren, por el momento, al menos en superficie, seguir adjudicando la Formación Lapa al Triásico superior sobre la base de su contenido plantífero ya mencionado.

Se correlaciona con la Serie Rética de Lambert (1946) y las formaciones Piedra del Águila y Sañicó (Galli, 1953, 1969b) y Chacaicó, Espinazo del Zorro y Llao Llao (Digregorio, 1972). Equivale al Ciclo Precuyano (Gulisano *et al.*, 1984), a la Mesosecuencia

Precuyo (Legarreta y Gulisano, 1989) y al Subsistema Sañicó (Riccardi y Gulisano, 1990).

Otra correlación, con una unidad más distante, puede establecerse con la Formación Milla Michicó (Freytes, en Digregorio, 1972) expuesta en la comarca de la cordillera del Viento, que está comprendida entre la Formación Cordillera del Viento (Leanza *et al.*, 2005) (= ex Choiyoilitense de Groeber, 1946) y la Formación La Primavera (Suárez y De la Cruz, 1997), esta última dispuesta por encima de la discordancia Rioatuélica que marca el inicio de la transgresión marina pleinsbachiana en la Cuenca Neuquina, aunque todavía en un contexto de *rifting* (Llambías *et al.*, 2007).

2.3.2. JURÁSICO

GRUPO CUYO

Groeber (1946) introdujo los Ciclos Jurásico (Subciclos Cuyano y Loteniano-Chacayano), Ándico (Subciclos Mendociano y Huitriniano) y Riogránico (Neuqueniano y Malalhueyano) para identificar los grandes episodios de acumulación sedimentaria que conformaron, durante el Mesozoico, el relleno de la Cuenca Neuquina. El término Cuyano de Groeber, consecuentemente, identificaba el tramo inferior de sedimentación marina de su Ciclo Jurásico en la cadena andina de Argentina, Chile y Perú. Posteriormente, el mismo Groeber (1947a) y Groeber *et al.* (1953) diferenciaron un Cuyano inferior, más o menos equivalente a la Formación Los Molles, y un Cuyano superior, paralelizable con la Formación Lajas.

Stipanovic (1965, 1969) utilizó la denominación de Grupo Cuyano como equivalente del Subciclo Cuyano, en tanto que Yrigoyen (1972) estableció la terminología de Grupo Cuyano Inferior y Grupo Cuyano Superior para referirse a esas sedimentitas en el ámbito de la provincia geológica Cordillera Principal.

Digregorio y Uliana (1975) adecuaron la terminología a reglas de nomenclatura estratigráfica más modernas, estableciendo por primera vez el nombre de Grupo Cuyo, cuya edad en la parte meridional de la Cuenca Neuquina se considera en el rango extendido entre el Pliensbachiano y el Calloviano inferior (Legarreta y Gulisano, 1989; Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995 y Leanza *et al.*, 2001, entre otros).

Según las concepciones estratigráficas que se consideren, el Grupo Cuyo puede ser estimado equivalente a la Mesosecuencia Cuyo de Legarreta y Gulisano (1989) o al Subsistema Cuyo de Riccardi y Gulisano (1990).

En el territorio chileno contiguo, Emparan *et al.* (1992) y Emparan y Suárez (1992) reconocieron una

entidad de rocas clásticas y volcánicas acumuladas en una cuenca marina adyacente a un arco volcánico activo, de edad pliensbachiana superior a calloviana inferior (¿media?), a la que denominaron Formación Nacientes del Biobío. Diferenciaron en ésta los miembros Icalma, Lolén-Pacunto y Lonquimay los que, de acuerdo con su contenido fosilífero, presentan una relación de digitación horizontal y vertical entre ellos.

Por sus características litológicas, paleontología y edad, la Formación Nacientes del Biobío se correlaciona lateralmente con el Grupo Cuyo y forma parte, por lo tanto, de la Cuenca Neuquina. Sus miembros Icalma y Lolén-Pacunto pasan a territorio argentino en la zona limítrofe con el país vecino, correlacionándose con las formaciones Sierra Chacaicó y Los Molles el primero y con esta última el segundo.

Por ello, se incorpora en esta Hoja el Miembro Icalma, con rango de Formación al Grupo Cuyo, y se considera el Miembro Lolén-Pacunto como equivalente de la Formación Los Molles en territorio chileno.

En consecuencia, el Grupo Cuyo reúne en la comarca una secuencia sedimentaria evolutiva, en parte volcánica en su parte basal, limitada en su base y techo por las discordancias Rioatuélica y Loténica respectivamente, y está integrado en orden ascendente por las formaciones Sierra Chacaicó, Icalma, Los Molles, Lajas y Tábanos.

2.3.2.1. Pliensbachiano

Formación Sierra Chacaicó (6)

Conglomerados, areniscas, limolitas, tobas, tufitas, calizas

Antecedentes

Fue definida por Volkheimer (1973), quien estableció su localidad tipo en el flanco sudoriental de la sierra de Chacaicó, en las cabeceras del arroyo Charahuilla (Hoja Geológica Picún Leufú).

Distribución areal y litología

Sus afloramientos se encuentran en el sector sudeste de la comarca, sobre el faldeo septentrional del cerro Atravesada.

Se inicia con un conglomerado basal sobre el cual continúan areniscas de grano grueso a mediano, limolitas, tobas, tufitas y, subordinadas, calizas negras silicificadas, depositadas en un ambiente de sedimentación turbidítica.

La presencia de elementos piroclásticos a lo largo de toda su extensión constituye un elemento distintivo con respecto, fundamentalmente, a la Formación Los Molles que le sucede.

Se considera que las calizas silicificadas en el área del cerro Atravesada presentes en el seno de la Formación Sierra Chacaicó son digitaciones de la Formación Chachil (Weaver, 1942) bien expuesta en la comarca del cerro Chachil (Hoja Geológica Junín de los Andes), pero que pierden gradualmente desarrollo de sur a norte. A dichas calizas se asocian, en la comarca del cerro Atravesada, niveles manganésíferos (Fig. 11) descritos por Leanza *et al.* (1990b) que son tratados en el capítulo de recursos minerales.

Paleontología

Al norte del cerro Atravesada, Leanza *et al.* (1990b) hallaron *Austromorphites behrendseni* (Jaworski) en calizas silicificadas correspondientes a digitaciones de la Formación Chachil en el seno de la Formación Sierra Chacaicó.

Ambiente y relaciones estratigráficas

Puede inferirse que la unidad se depositó en un ambiente marino inestable de alta energía, que osciló entre el litoral y el nerítico, al tiempo que recibía importantes aportes piroclásticos.

La entidad se apoya en leve discordancia angular sobre la Formación Lapa y está cubierta concordantemente por la Formación Los Molles.

Edad y correlaciones

Esta unidad es sincrónica con la Formación Chachil aflorante al sur de la comarca, y equivale a la sección basal del «Liásico» descrito por Lambert (1956). Otras correlaciones a mayor distancia pueden establecerse con la Formación La Primavera (Suárez y De la Cruz, 1997) en la zona de la cordillera del Viento, así como con la Formación Piedra Pintada (Leanza, 1942; Stipanovic *et al.*, 1968) expuesta en las cercanías de Piedra del Águila.

El contenido amonitifero de las formaciones Sierra Chacaicó y Chachil en sus localidades tipo, en especial *Austromorphites behrendseni* (Jaworski), *A. oxyconum* Hillebrandt, *Dayiceras pseudophylliticum* Leanza y Blasco, *D. pleurifome* Leanza y Blasco, *Leptaleoceras* cf. *L. pseudoradians* (Reynés), *Eomaltheus meridianus* Hillebrandt y



Figura 11. Niveles de chert manganésífero alojados en calizas silicificadas con *Austromorphites behrendseni* (=Formación Chachil), las que se interpretan como una intercalación dentro de la Formación Sierra Chacaicó (Pliensbachiano). Vertiente nororiental del cerro Atravesada en la comarca de Primeros Pinos.

Uptonia cf. *U. obsoleta* (Simpson), en asociación con corales, pectínidos y el bivalvo trigónido *Frenguelliella tapiai* (Lambert) permite asignarlas al Pliensbachiano (Leanza y Blasco, 1991).

2.3.2.2. Pliensbachiano superior - Toarciano inferior

Formación Icalma *nom. transl.* (7)

Basaltos, brechas volcánicas, tobas, pelitas

Antecedentes

Sus afloramientos en territorio argentino son una prolongación del complejo volcano-sedimentario, aflorante en Chile, que Emparan *et al.* (1992) y Emparan y Suárez (1992) denominaron Miembro Icalma, dentro de la Formación Nacientes del Biobío.

Fue reconocida y descrita por Galli (1969a) como Chilelitense o Serie Porfirítica del Malm e incluida, en parte, en su Mollilitense.

Distribución areal

Aflora en el límite internacional al oeste del lago Moquehue extendiéndose, de nordeste a sudoeste, entre el paso de Icalma y el arroyo Quillaque. En este tramo se destacan las exposiciones en el cordón de la Bella Durmiente (Fig. 12), donde se infiere que es intruida por la Granodiorita Paso de Icalma.



Figura 12. La Formación Icalma en la cumbre al fondo en el cordón de la Bella Durmiente, intruida por la Granodiorita Paso de Icalma. Al centro el valle glaciar del arroyo Las Ánimas. Vista hacia el oeste desde el extremo sudoeste del lago Moquehue.

Litología

Está integrada por lavas almohadilladas, brechas volcánicas y horizontes macizos de basaltos, con intercalaciones de sedimentitas marinas turbidíticas y piroclastitas.

Las lavas almohadilladas presentan almohadillas de 20 a 60 cm de diámetro, en ocasiones hasta un metro. Los basaltos se encuentran albitizados, con amígdalas rellenas por la asociación epidoto-clorita-calcita y, en menor escala, por albita-cuarzo-prehnita, con diseminación y venulación de piritita.

Las brechas volcánicas son de color gris verdoso, con clastos monolitológicos subangulares a subredondeados de diversa granulometría, alcanzando hasta 20 cm de diámetro, contenidos por una matriz volcánica muy fina microfelsítica.

Las intercalaciones sedimentarias son esporádicas, en capas de 20 a 50 cm de espesor, compuestas por lutitas negras, areniscas de grano mediano a fino y calcáreos gris oscuro. Las lutitas exhiben laminación paralela y abundante piritita diseminada, mientras que en las areniscas se observa estratificación gradada. Hacia el techo de la unidad se encuentran tobos de color gris, dispuestas en estratos de hasta un metro de potencia, alternando con tobos silicificadas negras, lavas, lutitas negras, areniscas volcánicas grises y brechas sinsedimentarias. Emparan y Suárez (1992) estimaron en más de 1000 m el espesor de la entidad en su área tipo en territorio chileno.

Paleontología

Emparan y Suárez (1992) citaron, en capas sedimentarias expuestas en Chile, el hallazgo de restos mal preservados de cefalópodos harpocerátidos (*Paltarpites?*, *Harpoceras?*), litocerátidos (*Lytoceras?*, *Atacamicerias?*) y belemnítidos, así como bivalvos y vegetales indeterminados.

Ambiente

De acuerdo con Suárez y Emparan (1997), los estudios químicos en el área fronteriza indican que los basaltos son calcoalcalinos a toleíticos, con afinidad de arco de islas, habiendo sido extruidos en el fondo marino de una cuenca relativamente profunda, sugerido esto por las intercalaciones de areniscas turbidíticas.

Relaciones estratigráficas

La cobertura vegetal del área de afloramiento no permite apreciar las relaciones con la Granodiorita Paso de Icalma, pero considerando la edad de ésta, se infiere que intruye a la unidad tratada, hecho constatado en Chile (Emparan y Suárez, 1992; Suárez y Emparan, 1997). Lo mismo puede señalarse con respecto al Granito Moquehue con el que está en contacto, ya que la mayor parte de la entidad en el área de afloramientos está cubierta por depósitos glaciares y bosque, lo que no permite observar ni delimitar las relaciones de campo, razón por la cual en el mapa se han indicado como inferidos.

Edad y correlaciones

La unidad se correlaciona con las formaciones Sierra Chacaicó y Los Molles, con las cuales engranaría lateral y verticalmente.

De acuerdo con la paleofauna hallada y dataciones radimétricas K/Ar de basaltos, que indican una edad mínima de 181 ± 4 Ma, Emparan y Suárez (1992) le asignaron edad pliensbachiana superior a toarciana inferior (¿media?).

2.3.2.3. Toarciano - Bajociano inferior

Formación Los Molles (8)

Lutitas, areniscas, limolitas, margas, tufitas

Antecedentes

Esta unidad fue originalmente definida por Weaver (1931) como *Los Molles Formation* y su localidad tipo fue establecida por Volkheimer (1973) en el curso del arroyo Maihuén, próximo a la estancia Charahuilla, sito en la Hoja Geológica Picún Leufú.

En el territorio chileno adyacente, la unidad tratada es equivalente al Miembro Lolén-Pacunto de la Formación Nacientes del Biobío (Emparan *et al.*, 1992; Emparan y Suárez, 1992).

Distribución areal

En la parte sudoriental aflora rodeando periclinalmente a los cerros Atravesada y Mallín de los Caballos y está muy bien expuesta en la comarca de Sainuco. Tramos parciales de la unidad se observan también a ambos lados del curso inferior del arroyo Cochicó Chico. Otros asomos se localizan en el paso Pino Solo, entre Pino Solo y el cerro Guanaco, al sur de la estancia Haichol, al norte del cerro Agua de las Piedras y, en el sudeste de la comarca, entre los arroyos Quillaque y Salvo. En el sector nororiental de la Hoja, se localiza al este del río Agrio, desde el arroyo Mulichinco hasta la latitud de Huarenchenque.

Litología

Está compuesta esencialmente por lutitas calcáreas, algo bituminosas, de color gris oscuro a negro, finamente estratificadas, con proporciones subordinadas de areniscas de grano fino a grueso, de colores gris oscuro, gris verdoso, gris

blanquecino y verde oliva oscuro, en estratos finos a gruesos, limolitas de colores pardo amarillentos y delgados bancos de calizas y margas grises a negras.

Son de destacar los sectores de Sainuco (Fig. 13) y el portezuelo La Atravesada, en el cual sobresalen areniscas de grano mediano, de color gris verdoso oscuro que se torna rojizo por oxidación, bien estratificadas en bancos de pocos decímetros de potencia, con intercalaciones de lutitas calcáreas negras a pardo oscuro, silicificadas, y algunos niveles conglomerádicos, conjunto al que Lambert (1956) denominó informalmente como areniscas del «tipo de Sainuco» (Figs. 14 y 15).

En el cerro Guanaco, al sur de la estancia Haichol (Fig. 16), son dominantes las areniscas de grano fino gris blanquecinas, que suelen contener pequeñas lentes arcillosas negras. En los afloramientos del paso Pino Solo y al oeste de Villa Moquehue participan elementos tufíticos en la composición de las rocas. En el área del arroyo Mulichinco, en los tramos basales de la unidad se observan numerosos niveles arenosos de origen turbidítico, en los que se reconocen procesos de tracción-decantación, con secuencias de Bouma, frecuentes desmoronamientos (*slumps*) y *debris flows*, tanto como estructuras de deformación hidroplástica (*dewatering*) por escape de agua (Fig. 17).

Paleontología

En el nordeste de la comarca, en la margen izquierda del arroyo Mulichinco, se halló en la parte superior de la entidad una secuencia de somerización que contiene una abundante fauna de amonites del grupo de *Otoites* y *Emileia*; es también frecuente la presencia de briznas vegetales y restos carbonosos.

El bivalvo *Bositra buchi* (ex *Posidonomya alpina* Grass) aparece en reiteradas oportunidades en los planos de estratificación de las pelitas negras, especialmente en el tramo medio de la unidad.

En el sudeste de la Hoja, Galli (1969a) mencionó la existencia de amonites mal conservados en el sector del arroyo Trocoquén y río Kilca, mientras que Lambert (1956) dio noticia de la presencia de *Ostrea* sp., *Vola alata* (von Buch) Bayle *et Coq.* y *Pleydellia* sp. al noroeste del arroyo de los Toldos.

El contenido fosilífero citado por Emparan y Suárez (1992) para los afloramientos del paso Pino Solo (Miembro Lolén-Pacunto), se refiere a los ele-



Figura 13. Plegamiento en la Formación Los Molles, sobrepuesta en discordancia por el Basalto Tipilihuque. Vista tomada hacia el norte desde la antigua ruta provincial 13 en Sainuco. **Figura 14.** Areniscas del «tipo de Sainuco» de Lambert (1956) en su localidad tipo, hoy en día interpretadas como lóbulos turbidíticos intercalados en la Formación Los Molles. Comarca sudoriental de la Hoja, al suroeste de Primeros Pinos. **Figura 16.** Cerro Guanaco, al sur de la estancia Haichol, donde afloran sedimentitas de la Formación Los Molles intruidas en la cumbre por un pequeño cuerpo de la Andesita Colipilli; a la derecha se observan lavas del Basalto Tipilihuque. **Figura 17.** Lutitas negras con ammonites del Bajociano (Fauna de *Otoites*) pertenecientes a la Formación Los Molles, con algunos fenómenos de deformación sinsedimentaria producto de depositación en régimen turbidítico. Margen izquierda del curso inferior del arroyo Mulichinco, en el área nororiental de la Hoja.

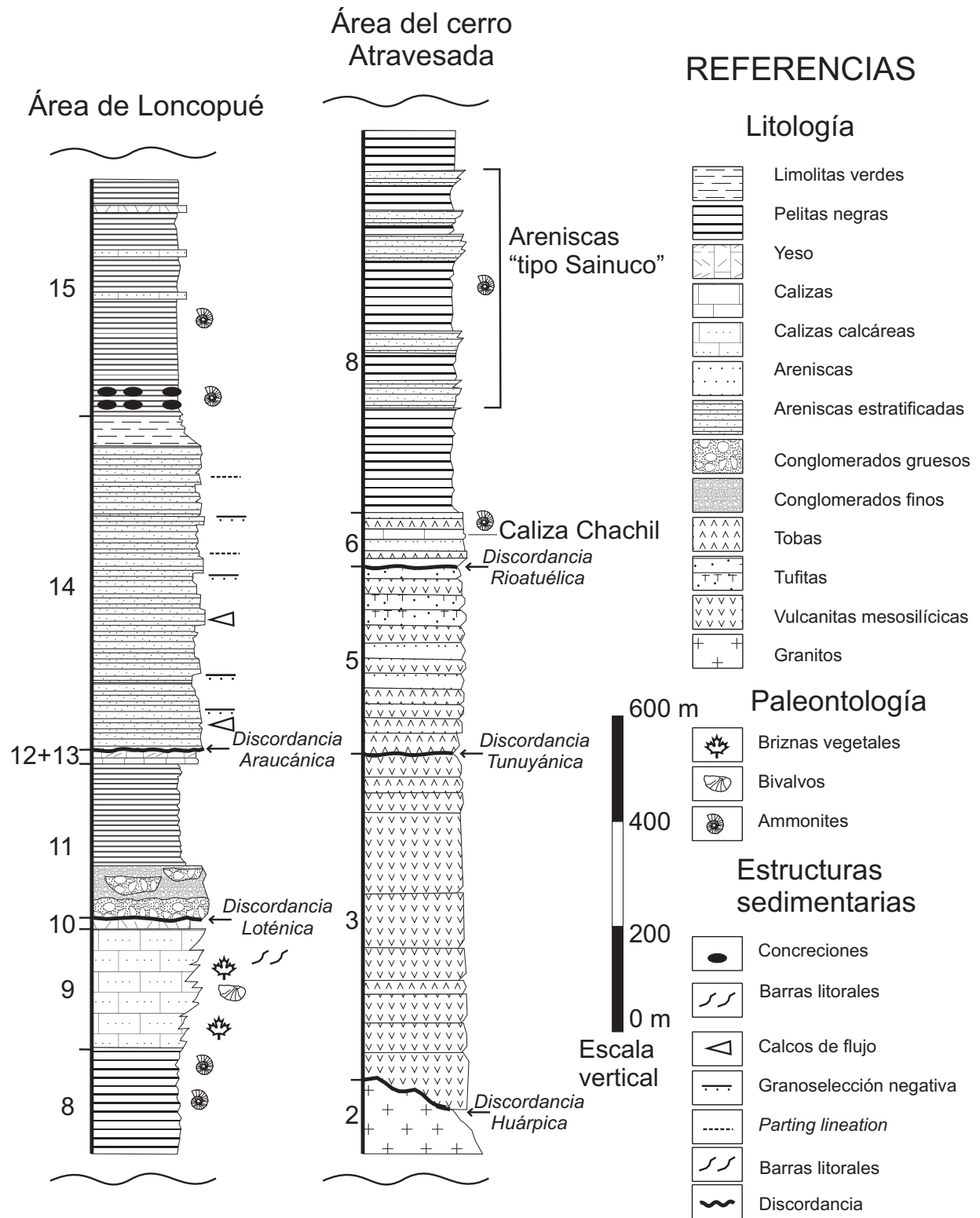


Figura 15. Perfiles columnares del área de Loncopué y cerro Atravesada.

mentos colectados por Burckhardt (1900): *Harpoceras* cf. *proximum* Möricke, *Pseudomonotis substriata* Zittel, *Sonninia* sp. y otros restos mal conservados de amonites.

Se hallaron amonites representantes de la familia Otoitidae en el área del arroyo Mulichinco, ubicados en la parte alta de la unidad (Fig. 16).

Ambiente

El contenido fosilífero de las sedimentitas mayormente pelíticas de la Formación Los Molles, alternantes con areniscas y limolitas subordinadas y la presencia de elementos piroclásticos en los afloramientos más occidentales, señalan una depositación en ambiente marino con actividad volcánica explosiva coetánea.

Se interpreta que en su tramo superior existen ambientes de prodelta, donde se desarrollan numerosos depósitos arenosos que son el resultado de intermitentes flujos turbidíticos, cada vez más frecuentes hacia la parte superior de la unidad, que pasa luego transicionalmente a un ambiente de *nearshore* en correspondencia con la depositación de la Formación Lajas.

La gran cantidad de pirita finamente diseminada y abundantes restos vegetales indican que el ambiente marino fue restringido y de naturaleza anóxica, relativamente poco profundo.

El gran desarrollo de pelitas se debe a que éstas últimas fueron acumuladas a expensas de una importante subsidencia producto de un proceso extensional.

Relaciones estratigráficas

Se asienta en discordancia angular sobre el Grupo Choiyoi y la Formación Lapa y en concordancia sobre la Formación Sierra Chacaicó. A su vez, al este del río Agrío, está cubierta en concordancia por la Formación Lajas.

Se le sobreponen, además, las formaciones Invernada Vieja y Mitrauquén, la Ignimbrita Carreri, los basaltos Tipilihuque y Huechahué y las formaciones Huarenchenque y Quilachanquil. Está intruida por la Granodiorita Paso de Icalma y las Andesitas El Sillero y Colipilli.

Edad y correlaciones

La unidad se correlaciona, en el ámbito de la Hoja, con el «Liásico» de Lambert (1956), el

«Cuyano» de Galli (1969a) y la Formación Chacay Melehué (en Zanettini, 1979a). Hacia el sur lo hace con la Formación Jardinera de Turner (1965b), que según la opinión de los autores de esta Hoja, corresponde a la suma de las formaciones Los Molles y Lajas indiferenciadas.

En territorio chileno, los miembros Icalma y Lolén-Pacunto de la Formación Nacientes del Biobío (Emparan *et al.*, 1992; Emparan y Suárez, 1992) se pueden equiparar con la Formación Los Molles. Estos autores indicaron edad toarciense inferior a calloviana media? para el segundo miembro nombrado.

La edad de la Formación Los Molles está dada por los amonites que ella contiene en la comarca y en áreas vecinas (Chacaicó y Charahuilla), abarca el lapso comprendido entre el Toarciense y el Bajociense inferior.

2.3.2.4. Bajociense superior - Calloviano inferior temprano

Formación Lajas (9)

Areniscas, limolitas, arcillitas, coquinas, tufitas, lignitos, arcillas carbonosas, conglomerados

Antecedentes

Fue definida por Weaver (1931) que no designó localidad tipo, aunque puede estimarse que la misma corresponde a la región que se extiende desde la sierra de la Vaca Muerta hasta el sur de Zapala.

Se debe a Dellapé *et al.* (1979) el reconocimiento de que la Formación Lajas integra, con las formaciones Challacó y Tábanos, el tramo final de la secuencia regresiva del Grupo Cuyo.

Distribución areal y litología

Los afloramientos de esta unidad se encuentran en el sector nororiental de la Hoja, al noreste de Loncopué y al sur del paraje Campana Mahuida.

En el área de la mina La Rosita, al noreste de Loncopué (Fig. 18), está compuesta predominantemente por areniscas limolíticas, micáceas y calcáreas, de grano fino a grueso, de colores gris y verde oliva grisáceo, dispuestas en bancos de pocos centímetros a 10 m de potencia, desarrollándose en algunos sectores excelentes barras litorales.

Se intercalan limolitas micáceas y lutitas de color negro verdoso, coquinas de color pardo de chocolate, tufitas y numerosas capas lenticulares del-



Figura 18. Aspecto del Grupo Cuyo, integrado en orden ascendente por las Formaciones Los Molles, Lajas y Tábanos, sobrepuesto mediante la Discordancia Loténica (flecha) por los conglomerados fluviales progradantes de la base de la Formación Lotena. Margen izquierda del curso inferior del arroyo Mulichinco, en el área nororiental de la Hoja.

gadas de lignitos y arcillas carbonosas. Se encuentran además, intercalaciones de conglomerados y de areniscas de grano grueso.

Las coquinas, de matriz arenosa gruesa, son muy abundantes en la parte inferior y media de la unidad, mientras que las tufitas se incrementan hacia la parte superior de la misma.

La estratificación es paralela y entrecruzada. Se estima que en el arroyo Mulichinco la unidad alcanza los 200 m de espesor.

Paleontología

Se ha reconocido una fauna de invertebrados marinos de aguas templado-cálidas, la mayoría de ellos bivalvos con desarrollo de conchilla gruesa, gasterópodos y corales.

En bancos de arenisca al nordeste de Huarenchenque, Zanettini (1979a) halló *Macrocephalites aff. macrocephalus lg.* y pelecípodos indeterminables. También es común la presencia de troncos de árboles silicificados.

Ambiente

Con esta entidad comenzó un proceso de gradual retracción del nivel del mar. En primer término dominaron condiciones marinas litorales representadas por cuerpos arenosos que muestran facies intermareales y submareales, para seguidamente formarse depósitos representativos de un período fluvial deltaico.

Relaciones estratigráficas

El contacto basal con la Formación Los Molles es transicional y de marcado diacronismo, produciéndose un enarenamiento gradual con tendencia grano-estratocreciente y una disminución de la facies pelítica propia de la unidad infrayacente.

Al nordeste de Loncopué el contacto cuspidal con la Formación Tábanos es neto, mientras que entre Campana Mahuida y Huerenchenque está cubierta en discordancia por la Formación Lotena. En este último sector, además, está sobrepuesta en discordancia por la Andesita Cayanta y está intruida por la Andesita El Sillero.

Edad y correlaciones

En la región se correlaciona con parte de las sedimentitas identificadas como «Dogger» por Lambert (1956) y parcialmente con la Formación Jardinera (Turner, 1965b), como también así con las formaciones Challacó (De Ferrarís, 1947) y Punta Rosada (Digregorio, 1972), esta última de subsuelo.

Asimismo, puede paralelizarse con la unidad estratigráfica B-C de Dellapé *et al.* (1979) y con la Secuencia Depositional C4 del esquema estratigráfico de Gulisano *et al.* (1984).

La posición estratigráfica y el contenido fosilífero permiten precisar la edad de la unidad entre el Bajociano superior y el Calloviano inferior temprano (Riccardi, 1993).

2.3.2.5. Calloviano inferior tardío

Formación Tábanos (10)

Yeso, calizas

Antecedentes

Stipanovic (1965) describió esta unidad en el sur de la provincia de Mendoza. Su localidad tipo es el área del arroyo Tábanos, al oeste de El Sosneado.

Así definida, ella se extiende desde el río Atuel, en el sur de Mendoza, hasta la sierra de la Vaca Muerta, en el centro del Neuquén, constituyendo el litotopo cuspidal del Grupo Cuyo en la comarca. La posible pertenencia de la Formación Tábanos al Grupo Lotena fue postulada por Zavala y González (2001).

Distribución areal y litología

Los afloramientos de la unidad han sido identificados en el sector nororiental de la Hoja, al nordeste de Loncopué.

De acuerdo con Leanza *et al.* (1990a), en el área de mina La Rosita (Fig. 18) al este del cerro Pedregoso Norte se desarrolla, de arriba hacia abajo, el siguiente perfil:

Formación Lotena: Conglomerados polimícticos de origen fluvial.

—————Discordancia Loténica—————

Formación Tábanos

6,60 m Limolitas de color verde claro, friables.

0,30 m Areniscas tobáceas de color blanquecino con pátina pardo rojiza.

9,00 m Limolitas calcáreas de color verde oliva, con laminación paralela, alternantes con pelitas de color gris.

0,60 m Calizas algales con laminación paralela.

0,80 m Calizas esparíticas, macizas, con esporádicas geodas de calcedonia.

8,30 m Areniscas y limolitas de color gris claro, friables, alternantes entre sí.

1,00 m Calizas yesosas de color gris claro, macizas, con intercalaciones pelíticas en la parte superior. Contiene niveles de baritina.

1,10 m Calizas algales esparíticas de colores grises y blanquecinos.

8,30 m Pelitas calcáreas de color gris a gris oscuro.

—————Límite de secuencia—————

Formación Lajas: Areniscas gris amarillentas depositadas en el segmento *near-shore*.

Vinculados con la unidad se encuentran depósitos estratoligados de baritina que se describen en el capítulo de recursos minerales. El espesor alcanza los 36 m (Leanza *et al.*, 1990a).

Paleontología

Para el área del arroyo Mulichinco, Leanza *et al.* (1990a) mencionaron matas algales reemplazadas por carbonato de calcio, las que señalan total ausencia de sedimentación clástica.

Ambiente

La formación se depositó en un ambiente de evaporitas de centro de cuenca, en un contexto hipersalino marino somero con algunas periódicas exposiciones subaéreas.

Se infiere que en la base de esta unidad existe un límite de secuencia relacionado con una acentuación de la somerización de la cuenca, ya iniciada con la depositación de la Formación Lajas, que produjo como resultado su virtual desecación.

Relaciones estratigráficas, edad y correlaciones

Se asienta en concordancia sobre la Formación Lajas y está cubierta en discordancia por la Formación Lotena.

Se correlaciona con la lente de yeso descripta por Lambert (1956) para el Dogger de la sierra de la Vaca Muerta, al sudeste de la comarca. Corresponde a la Secuencia Deposicional C6 del Ciclo Sedimentario Cuyano según Gulisano *et al.* (1984) y a la C7 de acuerdo con Legarreta y Gulisano (1989).

Fue atribuida al Calloviano inferior y/o Bathoniano (Groeber *et al.*, 1953), al Bathoniano (Stipanovic, 1965) y al Bajociano superior (Stipanovic, 1969).

Actualmente esta unidad se asigna, teniendo en cuenta la presencia de amonites del Calloviano medio en la Formación Lotena que la sucede en discordancia, al Calloviano inferior tardío (Dellapé *et al.*, 1979).

2.3.2.6. Calloviano medio - Oxfordiano

GRUPO LOTENA

A pesar de que el Código Argentino de Nomenclatura Estratigráfica (1992) recomienda que el nombre de un Grupo no debe ser el mismo que el de

alguna de las unidades formacionales que lo constituyen, se utiliza esta denominación dado el arraigo de ella para reunir a las formaciones Lotena, La Manga y Auquilco. Sus límites inferior y superior coinciden, respectivamente, con las discordancias Loténica (ca. 162,4 Ma) y Araucánica (ca. 154 Ma).

Así interpretado, el Grupo Lotena es equivalente al Ciclo Loteniano-Chacayano de Gulisano *et al.* (1984), a la Mesosecuencia Lotena de Legarreta y Gulisano (1989) y al Subsistema Lotena-Chacay de Riccardi y Gulisano (1990). Cabe señalar que el Chacayano de Groeber (1946) –denominación alusiva a la comarca de Chacay Melehue– incluía originalmente la facies evaporítica (calizas y yeso) suprayacente al Loteniano. Estos litotopos constituyen hoy en día las formaciones La Manga y Auquilco que, junto con la Formación Lotena, integran al Grupo Lotena, razón por lo cual el término Chacayano de Groeber cayó en desuso.

Formación Lotena (11)

Conglomerados, areniscas, arcilitas

Antecedentes

Esta unidad fue reconocida por Lahee (1927) en el arroyo La Manga, sur de la provincia de Mendoza, como *Manga sandstone*, designación que no prosperó en la literatura geológica posterior. Más tarde fue diferenciada por Weaver (1931) en la provincia del Neuquén como *Loteno formation*, derivando su nombre del cerro Lotena.

Enmendada por Dellapé *et al.* (1979), la Formación Lotena resulta paralelizable, en el centro de la Cuenca Neuquina, con las sedimentitas psefiticas comprendidas entre el tope de las evaporitas de la Formación Tábanos y la base de las calizas de la Formación La Manga.

Distribución areal y litología

La Formación Lotena ha sido reconocida en el sector nororiental de la Hoja, al nordeste de Loncopué (Fig. 18) y entre Campana Mahuida y Huarenchenque (Fig. 19).

En la primera localidad mencionada, el tramo basal está constituido con potentes conglomerados, a los que sigue un tramo intermedio compuesto por pelitas de colores gris oscuro y gris verdoso y, finalmente, un tramo superior integrado por arcilitas y limolitas de colores verdosos con intercalaciones de areniscas de grano mediano, culminando con cuerpos arenosos de geometría estrato y granocreciente.



Figura 19. En primer plano, con vegetación, la llanura de inundación del río Agrio; luego, inclinadas al este, las Formaciones Lotena (gris mediano, desde el centro hacia la derecha), La Manga (gris claro, a la izquierda), Auquilco (blanco, a la izquierda y centro); a la derecha la Formación Los Molles (gris) es instruida por filones capa de la Andesita El Sillero (pardo); al fondo la Granodiorita Tres Puntas en los cerros Tres Puntas y Pedregoso. La depresión que se observa desde el centro hacia la derecha corresponde al curso del arroyo Tres Puntas condicionado por una falla de rumbo ENE. Vista tomada al este desde la ruta provincial 21, en la margen derecha del río Agrio en Campana Mahuida.

Las areniscas poseen base nítida, con frecuentes marcas de fondo. Las capas son usualmente de carácter macizo, aunque también existe en menor grado laminación paralela, marcas de corriente y, en la parte superior, estratificación convoluta. Son frecuentes, además, las superficies de amalgamación entre los cuerpos arenosos.

Al sudeste de Campana Mahuida, Zanettini (1979a) describió una sección basal constituida por conglomerados polimícticos de color gris, pardo claro por meteorización, con clastos redondeados de hasta 20 cm de diámetro mayor en matriz de arenisca de grano grueso, con interposiciones lentiformes de areniscas conglomerádicas y de grano grueso.

De manera transicional se pasa a una sección superior formada con areniscas cuarzosas de grano fino a mediano, de color gris claro que, por meteorización, pasa a pardo claro, dispuestas en bancos de dos a 70 cm y hasta 1,50 m de potencia, con intercalaciones de areniscas de grano mediano color verde oliva, con tonalidades grisáceas y rojizas, y areniscas de color gris oscuro que contienen concreciones arcílicas elipsoidales de 15 a 20 cm de diámetro mayor, en estratos de 10 a 50 cm de potencia. En el sector a oriente de Loncopué la entidad alcanza unos 200 m de espesor (Leanza *et al.*, 1990a).

Paleontología

Los registros fósiles hallados en la comarca corresponden a amonites y bivalvos indeterminables y troncos e improntas de vegetales.

Ambiente

La base de la unidad, de naturaleza conglomerádica, representa un ambiente fluvial, estando ausentes los depósitos de mar bajo que se han acumulado en partes más profundas de la cuenca. A continuación se desarrolla un intervalo pelítico dominado por capas de tormenta acumuladas por mecanismos de sedimentación turbidítica, infiriéndose una circulación abierta, con un fondo ubicado por debajo de la acción de olas. Finalmente, en el tramo superior reaparecen facies arenosas que corresponden a un ambiente de plataforma marina somera.

Relaciones estratigráficas

En la comarca la Formación Lotena se apoya en discordancia sobre las formaciones Lajas y Tábanos y está cubierta paraconcordantemente por

las formaciones La Manga, con la cual engrana lateralmente en las regiones más profundas de la cuenca (Zavala, 1992), y Tordillo; la cubre además la Andesita Cayanta y está intruida por la Andesita El Sillero (Fig. 19).

Edad y correlaciones

La Formación Chacay Melehue (Marchese, 1971), con la que se la ha equiparado en algunos trabajos (Marchese, 1971; Digregorio, 1972), incluye términos de las formaciones Los Molles y Lotena, unidades integrantes de grupos litoestratigráficos diferentes, grupos Cuyo y Lotena, por lo cual conceptualmente este nombre debe ser desechado.

La entidad es equivalente a las Secuencias Depositionales L1-L2 de Legarreta y Gulisano (1989).

Weaver (1931) atribuyó la Formación Lotena al lapso Lusitaniano - Kimmeridgiano, mientras que Groeber (1946) la asignó al Calloviano. Sobre la base de una rica fauna de amonites característicos, esta unidad se ubica en el Calloviano medio a Oxfordiano inferior (Damborenea, 1993).

Formación La Manga (12)

Calizas, pelitas, areniscas calcáreas

Antecedentes

Esta entidad fue conocida como «calizas azules con *Gryphaea*» (Burckhardt, 1900), para las cuales Stipanovic y Mingramm (1953) propusieron la denominación Manguense, término que fue posteriormente normalizado por Stipanovic (1965) como Formación La Manga.

Si bien estos autores no designaron localidad tipo, se entiende que la misma corresponde al curso superior del arroyo La Manga, en el sur de la provincia de Mendoza.

En el mapa geológico, por razones de escala, se ha unificado la representación de esta unidad junto con la Formación Auquilco.

Distribución areal

La entidad aflora en la región nororiental de la Hoja, entre los arroyos Mulichinco y de las Escaleras y entre los parajes Campana Mahuida y Huarenchenque (Fig. 19).

Otro pequeño asomo de la unidad, conocido como La Luna, que puede interpretarse como la extremidad occidental del cordón de Cuchillo Curá, sito en la Hoja Geológica Zapala, se halla al nor-nordeste de la estancia Haichol.

Litología y ambiente

Está compuesta por calizas muy duras, de colores grises, con concreciones de pedernal, e intercalaciones de areniscas y lutitas calcáreas.

En el arroyo Mulichinco y un poco al sur afloran unos 20 m de calizas bituminosas negras, que Holmberg (1973) incluyó en lo que interpretó como Miembro Inferior de la Formación Tordillo.

Zanettini (1976, 1979a), en la zona de Campana Mahuida, reconoció en la unidad una sección inferior y otra superior, y dejó abierta la posibilidad de que la sección superior corresponda a la Formación Auquilco.

De esta manera se interpreta en el presente trabajo. Al nordeste de la escuela de Campana Mahuida, sobre el camino de tierra que conduce a Loncopué, de arriba hacia abajo se observa el perfil que se describe a continuación, modificado de acuerdo a la interpretación explicada más arriba.

Formación Tordillo: Areniscas y conglomerados rojizos y morados de origen fluvial.

—————Discordancia Araucánica—————

Formación Auquilco [Sección superior de Formación La Manga (Zanettini, 1976, 1979a)]

Formación La Manga [Sección inferior de Formación La Manga (Zanettini, 1976, 1979a)]:

Calizas bituminosas, de color gris oscuro, con disseminación de piritita diagenética, en estratos de cinco a 30 cm de potencia. Se intercalan lutitas calcáreas y margas, de igual color. Improntas de *Inoceramus* sp.

Lutitas calcáreas, de color gris oscuro, con delgadas intercalaciones de calizas de igual color.

————— Límite de secuencia —————

Formación Lotena: Lutitas gris verdosas depositadas en plataforma siliciclástica dominada por tormentas.

Las características de la entidad se mantienen en los afloramientos que se hallan al este y sudeste de Campana Mahuida.

Al sudoeste del cerro Tres Puntas, en el sector donde el arroyo El Sillero atraviesa a la formación, ésta se encuentra reemplazada por ópalo hematizado, fe-

nómeno metasomático que se atribuye a la intrusión de la Andesita El Sillero (Zanettini, 1976, 1979a y b).

Al nor-nordeste de la estancia Haichol, el asomo de La Luna está compuesto por calizas de color gris claro, estratificados en bancos gruesos, formadas en gran parte por fragmentos orgánicos silicificados y con pedernal dispuesto en lentes paralelas al plano de estratificación y/o como concreciones de distribución irregular (Lambert, 1956). En este afloramiento la unidad alcanza los 30 m de potencia y en el área al este del río Agrio oscila entre 10 y 50 metros.

Se interpreta que la entidad se depositó en un ambiente litoral a interno de una plataforma marina somera (Legarreta y Gulisano, 1989).

Paleontología

En los afloramientos del sector del arroyo Mulichinco se hallaron restos de bivalvos (*Gryphaea* cf. *calceola* (Quenstedt)) y corales (*Actinastrea* cf. *pivetaui* Alloit y *Australoseris radialis* Morsch). En Campana Mahuida, Zanettini (1976, 1979a) observó improntas de *Inoceramus* sp.

Relaciones estratigráficas

La unidad se apoya en paraconcordancia sobre la Formación Lotena y está sobrepuesta de igual manera por la Formación Auquilco. Cuando ésta falta, se halla cubierta discordantemente por la Formación Tordillo. La intruye la Andesita El Sillero.

La Formación La Manga progada sobre la facies clástica de la Formación Lotena, por lo que puede considerarse parcialmente sincrónica con la parte superior de ésta (Gulisano *et al.*, 1984).

Edad y correlaciones

La entidad se correlaciona en subsuelo con la Formación Barda Negra (Digregorio, 1965). Corresponde a la Secuencia Deposicional L2 del Ciclo Loteniano-Chacayano (Gulisano *et al.*, 1984) y a la L3 de la Mesosecuencia Lotena (Legarreta y Gulisano, 1989).

Groeber (1918), Gerth (1925) y, en la comarca, Lambert (1956), estimaron que esta unidad tiene edad calloviana, en tanto que Stipanovic (1951), sobre la base del estudio de una fauna de amonites en la comarca de Rahueco (Hoja Geológica Chos Malal) correspondientes a la Zonas de Plicatilis y Cordatum, la asignó al Oxfordiano inferior a medio, edad que se mantiene en la actualidad.

Formación Auquilco (13)

Yeso, calizas yesíferas, brechas calcáreas, areniscas, pelitas

Antecedentes

Se la conoció con la designación de Yeso Principal instituida por Schiller (1912), hasta que Weaver (1931) la denominó Formación Auquinco tomando el nombre de la laguna homónima, situada 40 km al este de Chos Malal.

Groeber (1946) la llamó Auquilcoense, consignando la corrección del vocablo Auquinco por Auquilco, el cual ganó gran arraigo hasta el presente.

Distribución areal

Aflora en la región nororiental de la Hoja, en el sector del arroyo Mulichinco, en el paraje Campana Mahuida y hacia el sudeste de este último, acompañando los afloramientos de la Formación La Manga (Fig. 19). En el mapa geológico, por razones de escala, se ha unificado la representación de esta entidad con la Formación La Manga.

Litología

En la comarca, la litología de la unidad corresponde a facies carbonáticas marginales. Al nordeste de la escuela de Campana Mahuida, sobre el camino de tierra que conduce a Loncopué, de arriba hacia abajo se observa, modificado de Zanettini (1979a), el siguiente perfil:

Formación Tordillo: Areniscas y conglomerados rojizos y morados de origen fluvial.

————— Discordancia Araucánica —————

Formación Auquilco [Sección superior de Formación La Manga (Zanettini, 1976, 1979a)]:

Brecha calcárea de color gris blanquecino, con clastos de pedernal y cuarzo angulosos.

Arcilitas calcáreas, de color gris.

Brecha calcárea de color gris, con clastos de caliza y cuarzo angulosos en matriz calcarenítica de grano fino, muy deleznable.

Areniscas calcáreas de grano mediano a fino, de color amarillo verdoso.

————— Límite de secuencia —————

Formación La Manga [Sección inferior de Formación La Manga (Zanettini, 1976, 1979a)].

Al este de la escuela mencionada, Miró (1966, citado por Holmberg, 1973) levantó, levemente modificado por los autores de esta Hoja, el siguiente perfil:

Formación Tordillo: Areniscas y conglomerados rojizos y morados de origen fluvial.

————— Discordancia Araucánica —————

Formación Auquilco

36,00 m Calizas fértidas de color gris blanquecino, medianamente estratificadas, con intercalaciones de yeso con nódulos silíceos.

0,65 m Limolitas calcáreas algo arenosas, de color verde claro grisáceo, deleznales.

0,10 m Yeso masivo.

————— Límite de secuencia —————

Formación La Manga: Calizas gris azuladas, finamente estratificadas.

Al sudoeste del cerro Pedregoso se integra con un calcáreo granular de color blanco, yesífero y con concreciones silíceas, muy deleznable. Al este del cerro Pedregoso Norte la unidad, identificable como tal, alcanza 40 m de espesor.

Ambiente

La asociación de facies de esta unidad indica un ambiente marino somero e hipersalino, donde cuerpos evaporíticos de yeso alternan en cortas distancias con calizas de naturaleza criptoalgal y clásticos de grano fino. Esta litofacies implica una virtual desecación de la cuenca.

Relaciones estratigráficas

La entidad se dispone en forma esporádica sobre la Formación La Manga y es cubierta en discordancia angular leve por la Formación Tordillo.

Edad y correlaciones

La unidad se correlaciona con la Formación Fortín 1° de Mayo (Gulisano *et al.*, 1984), aflorante al sur de la comarca, y equivale a las Secuencias Depositionales L3 de Gulisano *et al.* (1984) y L4-L5 de Legarreta y Gulisano (1989).

La Formación Auquilco se asigna al Oxfordiano superior por sobreyacer a la Formación La Manga, cuyos niveles más jóvenes son portadores de amonites del Oxfordiano medio en la comarca de Rahueco (Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995).

2.3.3. JURÁSICO SUPERIOR - CRETÁCICO INFERIOR

GRUPO MENDOZA

El término fue introducido por Stipanovic *et al.* (1968), para sustituir al Mendociano de Groeber (1946), otorgándole el rango de Grupo y reuniendo en él a las formaciones Vaca Muerta, Quintuco, Mulichinco y Agrio, debidas a Weaver (1931).

Por sus relaciones estratigráficas, Leanza *et al.* (1978) interpretaron que el Grupo Mendoza debía incluir en su base a la Formación Tordillo, lo cual fue concretado por Legarreta y Gulisano (1989) en las Mesosecuencias Mendoza Inferior, Media y Superior baja.

De esta manera el grupo quedó conformado, en la parte norte de la Cuenca Neuquina, con las formaciones Tordillo, Vaca Muerta, Quintuco, Mulichinco y Agrio, de las cuales las dos primeras afloran en la Hoja.

2.3.3.1. Kimmeridgiano

Formación Tordillo (14)

Areniscas, pelitas, tobas y brechas intraformacionales

Antecedentes

La unidad fue identificada por Burckhardt (1900) y Gerth (1928) como Areniscas Coloradas y Conglomerados del Malm, a las que Groeber (1946) reconoció como Tordillense en el área del río Tordillo, en el sudoeste de la provincia de Mendoza. Este término fue normalizado por Stipanovic (1965) como Formación Tordillo.

Leanza *et al.* (1978) consideraron a la Formación Tordillo como integrante del Supergrupo Ándico y, posteriormente, Legarreta *et al.* (1981) la incluyeron como unidad basal en el Grupo Mendoza.

Distribución areal

La entidad aflora en el sector nororiental de la Hoja, sobre la margen izquierda del río Agrio (Fig. 19), según una faja continua que se extiende desde el arroyo Mulichinco hasta un poco al sur del arroyo Manzano, al sudeste de Huarenchenque.

Litología

Basándose en la coloración de las rocas, Zanettini (1979a) diferenció dos miembros informales. El pri-

mero está constituido por areniscas arcósicas de grano grueso, en el tramo basal, a mediano y fino hacia arriba, de colores pardo rojizo, castaño rojizo y violáceo, con sectores de color verde botella claro, dispuestas en bancos de 15 a 40 cm de espesor. Se intercalan limolitas, arcilitas, areniscas tobáceas, tobas y esporádicas brechas intraformacionales de clastos angulosos, de hasta 5 cm de diámetro, en matriz de arenisca de grano grueso, de iguales colores. La estratificación es planar neta y, de manera subordinada, se observa estratificación cruzada en artesa. En algunas superficies de estratos se presentan microóndulas de corriente y grietas de desecación.

El techo de la unidad corresponde al segundo miembro, que aflora entre las nacientes del arroyo Las Escaleras por el norte y el cerro tres Puntas por el sur. Está compuesto por arcilitas y areniscas de grano mediano a fino, de colores verde botella claro y blanco verdoso, finamente laminadas. Según Holmberg (1973), la entidad alcanza de 200 a 250 m de espesor.

En el sector de los cerros Tres Puntas y Pedregoso estas sedimentitas están decoloradas, transformadas en *hornfels* y pizarras e hidrotermalmente alteradas como efecto de las intrusiones silícicas y mesosilícicas que conforman dichos cerros.

Escasos restos indeterminables de bivalvos fueron citados por Holmberg (1973) para la parte superior, hallándose además troncos silicificados.

Ambiente

Esta unidad representa condiciones de sedimentación continental con características propias de ríos anastomosados en su porción proximal, en tanto que en la porción distal se reconocen llanuras pedemontanas (fluvial de baja energía a barreal).

En el área de cajón Almanza (según grafía del I.G.M.) se registran capas planoparalelas producto de procesos de tracción-decantación resultantes de desbordamientos en llanuras fangosas.

Se interpreta que las arcilitas verdosas de la parte superior representan condiciones de ambiente de sedimentación de tipo lacustre.

Relaciones estratigráficas

La unidad se dispone en discordancia regional y leve angularidad sobre la Formación La Manga o sobre la Formación Auquilco. El pasaje a la suprayacente Formación Vaca Muerta es transicional, pese a que desde el punto de vista

genético en la base de esta unidad se registra una superficie de máxima inundación que marca un límite neto de secuencia depositacional.

Está cubierta también por la Andesita Cayanta e intruida por la Granodiorita Tres Puntas y la Andesita El Sillero.

Edad y correlaciones

La unidad se correlaciona con las Areniscas y conglomerados lusitano - kimmeridgianos descritos por Lambert (1956), con el Miembro superior de la Formación Tordillo de Holmberg (1973), con la Formación Quebrada del Sapo (Digregorio, 1972) y con las formaciones Sierras Blancas y Catriel (Digregorio, 1965) del subsuelo neuquino. También puede considerarse equivalente a la Secuencia Deposicional Mi1 de la Mesosecuencia Mendoza Inferior de Legarreta y Gulisano (1989).

Habitualmente se estima que la Formación Tordillo es de edad kimmeridgiana, aunque es posible que alcance el más bajo Tithoniano teniendo en cuenta que los primeros amonites reconocidos en la base de la Formación Vaca Muerta corresponden al Tithoniano inferior tardío (Leanza, 1980).

2.3.3.2. Tithoniano - Valanginiano inferior

Formación Vaca Muerta (15)

Pelitas, margas bituminosas, calizas, calcita fibrosa

Antecedentes

Esta entidad fue establecida por Weaver (1931). Fossa Mancini *et al.* (1938) recomendaron utilizar la denominación Formación de la Vaca Muerta en reemplazo de Margas Bituminosas del Tithoniano y Groeber (1946) las nominó como Vacamuertense.

Leanza (1972) enmendó su sentido original incluyendo en ella a las lutitas negras quintucoenses de Weaver (1931), designando con el nombre del epígrafe a las sedimentitas presentes en el depocentro de la Cuenca Neuquina comprendidas entre el techo de la Formación Tordillo y la base de la Formación Mulichinco. Posteriormente, Leanza (1973), estableció el área de la pendiente occidental de la sierra de la Vaca Muerta como la localidad tipo de la unidad.

Distribución areal y litología

Se extiende en el sector nordeste de la Hoja, entre los arroyos Mallín Blanco y de la Parva y con-

tinúa hacia el este de la comarca, en la vecina Hoja Geológica Zapala.

Está compuesta predominantemente por arcilitas, arcilitas micríticas, micritas arcillosas y micritas, todas ellas con gran cantidad de materia orgánica bituminosa, con intercalaciones esporádicas de calizas en estratos de 15 a 60 cm de potencia. Son frecuentes las lentes y concreciones calcáreas bituminosas negras, externamente de color gris claro, de dimensiones variables y formas esferoidales, ovoidales e irregulares.

En el área del arroyo Mulichinco es muy notoria la presencia de numerosas venillas de calcita fibrosa, cuyo color blanco contrasta fuertemente con las lutitas negras bituminosas del área.

En el cajón Almanza, Leanza (1973) describió una sección inferior de 423 m, constituida predominantemente por lutitas de color negro y margas de color castaño claro a oscuro, físis, con intercalaciones delgadas a gruesas de calizas subesparíticas y micríticas fosilíferas, de colores negro y gris, y limolitas ocreas, con venillas secundarias de aragonita que se localizan en el tramo superior de la sección. Hacia arriba siguen 338 m de lutitas de color negro, con intercalaciones delgadas a medianas de dolomitas y calizas esparíticas, de colores gris oscuro y negro, y muy delgadas de aragonita, con fósiles en las calizas de la parte superior del perfil relevado. El espesor de la misma en la Hoja es de 761 m y hasta la base de la Formación Mulichinco, en el cerro homónimo situado al este de la comarca, alcanza 1150 m (Leanza, 1973).

Paleontología

Para el área de cajón Almanza, Leanza (1973) y Leanza y Hugo (1977) citaron restos fósiles de cefalópodos tales como *Virgatosphinctes* cf. *V. choicensis* (actualmente *Choicensisphinctes*), *Berriasella* sp., *Virgatosphinctes* cf. *V. aff. transitorius*, *Substeueroceras* cf. *S. permulticostatum*, *Substeueroceras striolatissimum*, *Substeueroceras extans* e *Himalayites* cf. *H. grandis*, ostreidos y amonites indeterminados. Holmberg (1973) mencionó moldes de bivalvos y amonites en concreciones y bancos calcáreos.

Ambiente

Esta unidad se ha sedimentado en un ambiente marino *offshore*, escasamente oxigenado, con alta proporción de materia orgánica, donde los mi-

nerales de hierro, depositados concomitantemente con material terrígeno, confieren a las litologías una coloración amarillo-ocrácea. El contenido faunístico indica condiciones marinas de aguas templadas a cálidas.

Relaciones estratigráficas

En la comarca se dispone en concordancia y transición sobre la Formación Tordillo. Sus relaciones de techo con la Formación Mulichinco se hallan expuestas pocos kilómetros al este, en el ámbito de la Hoja Geológica Zapala. Está cubierta, además, por la Andesita Cayanta e intruida por la Andesita El Sillero.

Edad y correlaciones

De acuerdo con la interpretación que se da a la Formación Vaca Muerta en este trabajo, ella se equipara con la Formación Carrín Curá (Leanza *et al.*, 1978) y con la Formación Loma Montosa (Digregorio, 1972), esta última del subsuelo de la Cuenca Neuquina, y con las Secuencias Depositionales Mi2 a Mi9 de la Mesosecuencia Mendoza Inferior de Legarreta y Gulisano (1989).

Sobre la base del análisis paleontológico se estima que, en la comarca y zonas aledañas hacia el este, la unidad se ha depositado desde el Tithoniano inferior tardío hasta el Valanginiano inferior inclusive (Leanza, 1973).

2.3.3.3. Tithoniano - Berriasiano *l.s.*

Tonalita Santa María *nom. nov.* (16)

Tonalitas, dioritas, monzogranitos

Antecedentes

Las rocas de esta unidad fueron reconocidas por Galli (1969a) como componentes del Basamento Cristalino e incluidas en la Formación Huechulafquen por Turner y Cazau (1978), Digregorio y Uliana (1980) y González Díaz y Nullo (1980). Vattuone *et al.* (1996) las consideraron dentro de su Formación Icalma, como también así Latorre *et al.* (2001). En el territorio chileno adyacente, Emparan y Suárez (1992) y Emparan *et al.* (1992) las integraron al Grupo Plutónico Gualletué.

Sobre la base de dataciones radimétricas, en este trabajo se las diferencia como Tonalita Santa María, que corresponde al cerro más elevado del cordón en que aflora.

Distribución areal y litología

Se encuentra aflorando en el extremo sudoccidental de la Hoja junto al límite con Chile, hacia donde continúa.

De acuerdo con Emparan y Suárez (1992), está compuesta mayoritariamente por tonalitas y, subordinadas, dioritas cuarcíferas y monzogranitos.

La tonalita es de color gris mediano, con estructura granular fina a mediana. La textura es hipidiomórfica granular mediana, integrada por cuarzo, plagioclasa (andesina), escaso feldespato potásico (ortosa), hornblenda y/o biotita; apatita, circón; titanita y magnetita se encuentran como minerales accesorios. Los feldespatos se hallan argilizados y sericitizados y los mafitos cloritizados.

Relaciones estratigráficas

La abundante cubierta vegetal del área de afloramiento de la unidad dificulta observar sus relaciones. Está en contacto por falla con la Formación Icalma, aunque la intruye en territorio chileno. De igual manera, limita al este con la Granodiorita Paso de Icalma; sin embargo, en el extremo sur, que coincide con el paso Llaima, el análisis de las fotografías aéreas indicaría que la granodiorita intruye a la tonalita.

Edad y correlaciones

La Tonalita Santa María fueron considerada de edad precámbrica por Groeber (1929) y Galli (1969a), pérmica (*l.s.*) por Turner y Cazau (1978) y Digregorio y Uliana (1980) y cretácica por Vattuone *et al.* (1996) y Latorre *et al.* (2001).

Emparan y Suárez (1992) y Emparan *et al.* (1992) brindaron dos dataciones radimétricas K/Ar, sobre anfíbol y sobre biotita, que arrojaron 148 ± 8 y 140 ± 5 Ma, por lo cual se ubica temporalmente a la Tonalita Santa María en el Tithoniano-Berriasiano *l.s.*

2.3.4. CRETÁCICO INFERIOR A SUPERIOR

Granodiorita Paso de Icalma (17)

Granodioritas, granitos, tonalitas, dioritas, gabros y rocas hipabisales. 17a) Enclaves metamórficos

Antecedentes

Las rocas de esta entidad fueron señaladas por Galli (1969a) como integrantes del Basamento Cris-

talino e incluidas en la Formación Huechulafquen por Turner y Cazau (1978), Digregorio y Uliana (1980) y González Díaz y Nullo (1980). Vattuone *et al.* (1996) las denominaron Formación Icalma. En este trabajo se las considera con el nombre propuesto por Cucchi y Leanza (2006).

Distribución areal

Esta unidad plutónica se reconoce en el sector sudoeste de la Hoja, entre el límite internacional y las nacientes del río Aluminé (Fig. 20). Hay afloramientos accesibles de la misma en Pino Solo, junto al límite con Chile y en el paraje Lonco Luan (Fig. 21).

Litología

Se han determinado granodioritas, tonalitas subordinadas y, ocasionalmente, granitos, de colores grises a blanco grisáceo, notándose también algunas transiciones entre los dos primeros tipos litológicos.

Las granodioritas constituyen la roca dominante. Presentan estructura granosa fina a gruesa y colores blanco grisáceo a gris mediano, gris mediano verdoso y pardo rojizo claro. Al microscopio se las observa con textura xenomorfa granular fina a gruesa, compuesta por cuarzo, plagioclasa (andesina, oligoclasa, albita), feldespato potásico (ortosa), hornblenda y/o biotita, con apatita, titanita y circón como minerales accesorios. Aparecen clorita y epidoto como alteración de los mafitos y los feldespatos están argilizados, sericitizados, calcitizados y epidotizados.

En las partes elevadas del ángulo sudoeste de la Hoja (nacientes sur del arroyo Quillahue), contienen enclaves de metamorfitas con alteración silíceo y epidótica en venillas. En la estancia La Nevada, los enclaves son de andesitas transformadas en *hornfels*, *hornfels* cuarzo-feldespáticos con biotita secundaria y *hornfels* granítico que porta granate, andalusita y cordierita.

El análisis modal de las granodioritas señala 50% a 53% de feldespatos, 45% de cuarzo, 2% a 3% de mafitos y 2% de minerales accesorios.

Las tonalitas tienen estructura granosa fina a mediana, color gris mediano a gris blanquecino; la textura es xenomórfica o hipidiomórfica granular mediana a gruesa, integrada por cuarzo, plagioclasa (andesina, oligoclasa) zonal, escaso feldespato potásico (ortosa), hornblenda y/o biotita; apatita, circón, titanita y magnetita se encuentran como minerales accesorios. Los feldespatos pueden estar



Figura 20. Vista panorámica hacia el sur, desde el cerro Batea Mahuida, de los lagos Aluminé y Moquehue. El conjunto corresponde a la Granodiorita Paso de Icalma y sobre ella, a la izquierda, volcanitas del Basalto Tipilihuque; próximo al observador, la Ignimbrita Alpehué cubriendo a la Granodiorita Paso de Icalma. Se destacan el valle glaciar ocupado por los lagos y el del arroyo Chañy. Abajo, a la izquierda, Villa Pehuenia. Al fondo se alcanza a distinguir el volcán Lanín.

argilizados, sericitizados, carbonatizados y epidotizados y los mafitos cloritizados y epidotizados.

En el ángulo sudoeste de la Hoja, sobre la ruta 11, se observa que la tonalita se halla cloritizada y atravesada por vénulas de epidoto-clorita. Lo mismo ocurre en el sector de la antena de Villa Pehuenia, al norte de esta localidad, encontrándose además atravesada por diques dioríticos. En las tonalitas se aprecian los siguientes tenores modales: 50% de feldespatos, 33% de cuarzo, 15% de mafitos y 2% de minerales accesorios.

Solamente en el arroyo Saco se determinó que la roca corresponde a un granito gris blancuzco, con estructura granosa mediana. Al microscopio tienen textura xenomorfa granular gruesa, compuesta por abundante cuarzo xenomorfo, plagioclasa (oligoclasa), feldespato potásico (ortosa) y biotita, con apatita, circón y titanita como minerales accesorios; los feldespatos están argilizados y sericitizados, mientras que el mafito pasa a clorita.

Vattuone *et al.* (1996) agregaron otros tipos litológicos tales como monzogranito, monzodiorita y monzonita cuarzosa.

Gabros. Siguiendo a Cucchi y Leanza (2006), se vinculan con la Granodiorita Paso de Icalma a los gabros que Galli (1969a: 24) citó al oeste del arroyo Chañy y el que los autores de esta Hoja detectaron en la unión de las rutas 22 y 23, al nordeste de la aduana de Pino Hachado.

En el primer caso tendrían una relación de intrusión en la Granodiorita Paso de Icalma y en el segundo no se observa el contacto por la cubierta glaciaria, pero intruiría al Grupo Choiyoi.

Las rocas son de color gris oscuro, de textura panalotriomorfa o xenomorfa granular mediana. Es-

tán formadas por plagioclasa (labradorita) argilizada y augita que pasa a hornblenda y se hallan sericitizadas y cloritizadas.

Rocas hipabisales. Intruyendo a la Granodiorita Paso de Icalma y probablemente relacionados al mismo evento magmático, se presentan diques de dimensiones reducidas correspondientes a dioritas y lamprófiros (spessartita).

En el sector de la antena de Villa Pehuenia, al norte de esta localidad, afloran diques de diorita, de estructura afanítica y color gris oscuro, piritizados, que se interpretan que corresponden al mismo evento magmático (Fig. 22).

Al sudoeste del paso Mallín de Icalma y al norte del curso medio e inferior del arroyo Coipocahué, se encuentran lamprófiros (spessartita). Son de color gris oscuro a verde oliva oscuro, con estructura afanítica, de textura xenomorfa granular mediana, compuestas por escasa plagioclasa (andesina), abundante hornblenda verde y menor cantidad de biotita verde; como minerales accesorios contienen abundantes agregados de titanita. La plagioclasa está intensamente argilizada y sericitizada y las fracturas de la roca se hallan rellenadas por venillas de epidoto-clorita.

Enclaves de metamorfitas (17a). Contenidos en la Granodiorita Paso de Icalma se han localizado algunos enclaves de rocas metamorfizadas; es probable que existan más de los aquí mencionados.

Al oeste del cerro Batea Mahuida Sur afloran metacuarcitas de color gris, con estructura granoblástica, constituidas por cuarzo, biotita y óxidos de hierro. El cuarzo, con contornos subangulosos, forma un denso pavimento, mientras que la biotita es escasa y está sericitizada y cloritizada. Los óxidos de hierro enmascaran la roca (Galli, 1969a). Se



Figura 21. Granodiorita Paso de Icalma, en la comarca de Lonco Luan. **Figura 22.** Dique de diorita, piritoso, en la Granodiorita Paso de Icalma, en la antena al norte de Villa Pehuenia.

interpreta que el afloramiento es un *roof-pondant* de la Formación Colohuincul (Turner, 1965b).

Al nordeste del paso de Icalma, muy cubiertas por el bosque, afloran meta-areniscas de grano fino color gris, compuestas por cuarzo, feldespatos y biotita en una matriz cuarzo-clorítica, con las cuales se intercalan metapelitas bandeadas. El conjunto muestra epidotización dispersa y en venillas. Se estima que estas rocas corresponden a la Formación Icalma.

En el arroyo Cari Laufquén, al sur de La Angostura en Villa Pehuenia, se encuentran *hornfels* cuarzo-feldespáticos, de color gris oscuro a mediano, en los que se ve un bandeamiento poco marcado que se debería a la estratificación original de la roca. Los feldespatos se hallan argilizados y los mafitos cloritizados y epidotizados; se observó andalusita y cordierita; diseminados se individualizaron nidos de biotita secundaria y clorita en agregados fibroradiales con epidoto asociado. Las fracturas de la roca están rellenas por vetas de cuarzo blanco lechoso de hasta 10 cm de espesor y vetillas de cuarzo, feldespato y muscovita de uno a tres milímetros de potencia. Localmente se advierte deformación dúctil de la roca y cataclasis. Como en el caso anterior, se estima que pertenecen a la Formación Icalma.

Relaciones estratigráficas

En Pino Solo intruye a volcanitas del Grupo Choiyoi y a sedimentitas de la Formación Los Molles y al sur del paso de Icalma, sobre todo en Chile, se ha observado igual relación con la Formación Icalma (o Miembro Icalma de la Formación Nacientes del Biobío, Emparan *et al.*, 1992; Suárez y Emparan, 1997). Asimismo, es intrusiva con respecto al Granito Moquehue y la Tonalita Santa María. Está cubierta en discordancia por la Andesita Cayanta, el Basalto Rancahué, la Formación Mitrauquén, el Basalto Tipilihuque y las formaciones Los Helechos y Alpehué.

Edad y correlaciones

Los afloramientos de la Granodiorita Paso de Icalma fueron considerados de edad precámbrica por Groeber (1929) y Galli (1969a), pérmica (*l.s.*) por Turner y Cazau (1978) y Digregorio y Uliana (1980) y cretácica por Vattuone *et al.* (1996).

La primera datación radimétrica de la unidad corresponde a Levi *et al.* (1963) sobre un granito aflorante en el paso Mallín de Icalma, que dio plomo α 90 ± 10

Ma. Posteriormente, Cingolani *et al.* (1991) proporcionaron una isocrona Rb/Sr de 70 ± 19 Ma para el área lago Aluminé - paso de Icalma, mientras que en el territorio chileno inmediato Emparan y Suárez (1992), Emparan *et al.* (1992) y Suárez y Emparan (1997) consignaron edades K/Ar de 86 ± 4 y 67 ± 4 Ma. El estudio de Latorre *et al.* (2001) sobre muestras obtenidas en el paso de Icalma, norte del lago Moquehue y norte, este y sudeste del lago Aluminé, arrojó edades radimétricas K/Ar entre 110 ± 4 y 87 ± 7 Ma y, finalmente, Cucchi y Leanza (2006) dataron un cuerpo gábrico que intruye a la Granodiorita Paso de Icalma, inmediatamente al sur de la comarca, en 70 ± 10 Ma.

En territorio neuquino la entidad es correlacionables con la Formación Pelán (81 ± 5 Ma, Llambías, 1986), de la Cordillera del Viento, con la Formación Los Machis (115 a 96 ± 5 Ma e isocrona de 87 Ma, González Díaz y Nullo, 1980), de la Cordillera Neuquina sur, y con granitoides localizados al norte del lago Huechulafquen (Rb/Sr 116 ± 16 Ma, Cingolani *et al.* 1991). Se paraleliza además con las rocas de edad cretácica del Grupo Plutónico Gualletué, aflorantes en suelo chileno inmediato, reconocidas por Emparan *et al.* (1992), Emparan y Suárez (1992), Suárez y Emparan (1997) y las determinadas por Lara *et al.* (1997) y Lara y Moreno (2000).

De acuerdo con las dataciones isotópicas consignadas, los autores de este trabajo adjudican una edad del Cretácico inferior al superior para la Granodiorita Paso de Icalma, sin descartar que la unidad esté conformada por distintos pulsos intrusivos dentro de ese lapso.

2.4. CENOZOICO

2.4.1. PALEÓGENO

2.4.1.1. Paleoceno inferior

GRUPO CAMPANA MAHUIDA

Bajo esta denominación Zanettini (1979a) reunió dos unidades magmáticas genéticamente relacionadas, la Granodiorita Tres Puntas y la Andesita El Sillero, que afloran en la comarca de Campana Mahuida al sur de Loncopué y al nordeste de esta localidad. La edad del Grupo Campana Mahuida se estableció a partir de las dataciones radimétricas de sus unidades componentes.

En territorio neuquino las entidades del grupo son correlacionables con la Tonalita Los Maitenes (67 ± 3 Ma, Domínguez *et al.*, 1984) y las magmatitas del área

del cerro Nevazón ($59 \pm 2,9$ y $56 \pm 1,7$ Ma, Franchini *et al.*, 2002, 2003), de la cordillera del Viento.

Granodiorita Tres Puntas (18)

Granodioritas, tonalitas, dioritas; pórfiros andesíticos y dioríticos

Antecedentes

Holmberg (1973) describió esta unidad como parte de la Formación Molle. Sobre la base de dataciones radimétricas, fue diferenciada de ésta, descripta y nominada por Zanettini (1979a).

Distribución areal

Aflora en el sector nordeste de la Hoja, al este del paraje Campana Mahuida, constituyendo los cerros Tres Puntas y Pedregoso, y en el extremo noroeste del cerro Pedregoso Norte, al nordeste de Loncopué (Fig. 19).

Litología

En el *stock* de los cerros Tres Puntas y Pedregoso se observa un núcleo de diorita que fue intruido y asimilado en sus bordes por granodiorita, la cual constituye la mayor parte del cuerpo y presenta diferenciaciones hacia tonalita y, muy subordinada, hacia monzonita cuarcífera.

En los bordes del núcleo son numerosos los xenolitos de diorita contenidos por la granodiorita y al este de los cerros se encuentran filones capa de diorita y de pórfiro andesítico metamorfizados, intruidos en la Formación Tordillo. Xenolitos de pórfiro andesítico, de formas redondeadas y tamaño variable hasta 50 cm, se hallan también en las zonas marginales de la granodiorita.

La diorita, de color gris oscuro a claro, tiene estructura granosa fina; la textura es porfírica, con fenocristales de plagioclasa (oligoalbita) zonal, biotita y hornblenda, en una pasta granular alotriomorfa compuesta por plagioclasa (albita) zonal y escaso cuarzo; como minerales accesorios hay apatita, augita y titanita. Las plagioclasas se hallan argilizadas y epidotizadas, la hornblenda muestra pasaje a biotita, epidotización y cloritización. Contiene diseminación de pirita y escasa calcopirita.

Sobre el borde sudoeste del cerro Tres Puntas se localizan pórfiros dioríticos de color blanco, con similares características y alteración potásica representada por feldespato potásico (ortosa) secundario.

La granodiorita es de color gris mediano, con estructura granosa fina. La textura es granular xenomorfa/hipidiomorfa gruesa, constituida por cuarzo, plagioclasa ácida (albita), feldespato potásico (ortosa), hornblenda y biotita, con titanita, circón, apatita y magnetita como minerales accesorios. Los mafitos se hallan alterados a clorita y epidoto y los feldespatos argilizados.

En los bordes del afloramiento granodiorítico se observan variaciones microgranosas y porfíricas. En este último caso, la plagioclasa es oligoandesina.

Las variaciones a tonalita son de color gris oscuro a claro, con estructura granosa mediana. La textura es hipidiomorfa o xenomorfa granular gruesa, formada por cuarzo, plagioclasa (oligoalbita) maclada, hornblenda y biotita, con apatita, circón y titanita como minerales accesorios. Hay sericitización y argilización de la plagioclasa.

Las diferenciaciones a monzonita cuarcífera se han visualizado en el borde centro-occidental del cerro Pedregoso. Son de color gris verdoso, con estructura granosa fina. La textura es granular hipidiomorfa, con plagioclasa ácida, feldespato potásico (ortosa), cuarzo muy subordinado y abundantes hornblenda y biotita, y titanita como mineral accesorio.

En superficie, los componentes de la unidad se presentan como rocas relativamente frescas, pero en sitios localizados de sus bordes sudoeste, sur y este y en el norte del cerro Pedregoso, como también así en subsuelo, el *stock* está hidrotermalmente alterado como consecuencia de la posterior intrusión de la Andesita El Sillero, con la cual se vincula el proceso de alteración-mineralización cuprífera en Campana Mahuida.

La revisión efectuada en este trabajo de los afloramientos de la Granodiorita Tres Puntas y de testigos de perforaciones, puso de manifiesto que:

- En el extremo norte del pórfiro cuprífero, la granodiorita, con variación a pórfiro y cataclasada, de color gris mediano a oscuro, tiene alteración argílica, fílica, propilítica y silíceo (Zanettini, 1976, muestra petrográfica 65.707 y en este trabajo, muestra 5813).

Muestra 65.707. Granodiorita. Roca de estructura granosa gruesa, color gris mediano, en partes con un tinte verdoso por posible epidotización. Parece tratarse de una roca de dique o bien una apófisis de un plutón, lo cual se deduce por la gradación en el tamaño de grano, fino en los bordes y más grueso hacia el centro; esta característica es simétrica, se da a ambos lados de la roca. Al microscopio se observa textura xenomorfa granular gruesa. Los feldespatos, ortosa y plagioclasa ácida, ocurren en crista-

les xenomorfos con alteración argílica. El mafito ha sido, originalmente, hornblenda verde que ha pasado a biotita, clorita, titanita en agregados y abundante epidoto como producto de alteración; en algunos casos el epidoto ha reemplazado totalmente al mafito. Hay escasos minerales opacos xenomorfos, en general relacionados con los mafitos. Todos los minerales de la muestra presentan fracturación en mayor o menor grado, inclusive el cuarzo. Se observa cuarzo secundario sin signos de haber sufrido presiones.

Muestra 5813: Pórfiro granodiorítico. Roca compacta de estructura porfírica, con abundantes fenocristales de feldespato blanco lechoso y mafitos de color gris oscuro en una matriz afanítica gris oscura. Se observan venillas color pardo grisáceo claro. Al microscopio la textura es porfírica con fuerte cataclasis y alteración sobreimpuesta. Está constituida por fenocristales de plagioclasa (andesina) fracturada, argilizada y levemente sericitizada. El mafito en fenocristales es hornblenda verde epidotizada y, en menor cantidad y dimensiones, biotita color castaño oscuro. La matriz está compuesta por los mismos minerales que constituyen los fenocristales, cuarzo en abundancia y feldespato potásico (ortosa) argilizado. Hay también abundantes agregados de titanita, circones idiomorfos, apatita y minerales opacos xenomorfos relacionados con los mafitos.

- En el borde este del cerro Tres Puntas, separado 100 m del cuerpo principal, aflora un pórfiro granodiorítico color blanco lechoso, cataclasado, intensamente silicificado, argilizado y epidotizado, con diseminación de sulfuros (Zanettini, 1976, muestra petrográfica 65.711).

Muestra 65.711. Pórfiro granodiorítico cataclasado, de borde de plutón. Roca compacta de estructura granosa mediana, color blanco lechoso, en la que se destacan cristales de feldespato color blanco, mafitos y sulfuros. Al microscopio se observa textura xenomorfa granular, en partes porfiroide. El mafito es hornblenda totalmente desferrizada, intensamente fracturada, con abundantes inclusiones de cuarzo y alteración a epidoto y formación de titanita en agregados de escasas dimensiones, que configuran una textura de criba. Los feldespatos, potásico y plagioclasa ácida, se presentan en cristales y fenocristales hipidiomorfos a xenomorfos, muy fracturados, argilizados y con formación de epidoto como producto de alteración. Hay minerales opacos xenomorfos, generalmente relacionados a los mafitos. La roca está intensamente argilizada, silicificada y con signos de cataclasis.

- En el borde sur del cerro Tres Puntas la granodiorita toma, por decoloración, colores blanco lechoso, blanco crema y pardo blancuzco, y está afectada por una intensa alteración arcilloso-sericítica y clorítica que ataca a los feldespatos y mafitos, hallándose también muscovita secundaria; contiene además cristales alineados de limonita (pseudomorfa de pirita) y magnetita xenomorfa hematitizada (Zanettini, 1976, muestras petrográficas 65.675/76 y muestra 5815 en este trabajo).

Muestra 65.675. Aplita. Roca compacta de estructura granosa fina, color blanco lechoso, con manchas de óxidos de hierro pardo rojizo, con cristales de limonita pseudomorfos de pirita y pequeños agregados radiales de turmalina negra. Al microscopio se observa textura xenomorfa granular gruesa. La roca está compuesta por feldespatos totalmente argilizados y sericitizados, predominando la primera alteración; el material arcilloso es ferruginoso y se destacan algunos esbozos de maclas polisintéticas. El cuarzo ocurre en cristales xenomorfos fracturados, y las fracturas están rellenas por material arcilloso. El mafito es biotita desferrizada en pasaje a sericita. Hay agregados xenomorfos de óxidos de hierro color pardo amarillento.

Muestra 65.676. Granodiorita. Roca compacta de estructura granosa fina, color blanco lechoso, con manchas de óxidos de hierro pardo rojizo. Se advierten cristales de limonita pseudomorfos de pirita. Al microscopio se observa textura xenomorfa granular mediana. La roca está compuesta por feldespatos totalmente argilizados y fracturados haciéndose imposible su identificación; el material arcilloso es ferruginoso; la sericitización es incipiente. El cuarzo, intersticial, no presenta cataclasis. El mafito es biotita desferrizada en pasaje a sericita; hay haces o pajuelas de muscovita secundaria formada a partir de la biotita. Son abundantes los agregados xenomorfos de magnetita hematitizada, color pardo rojizo intenso.

Muestra 5815. Granodiorita. Roca compacta de estructura granosa muy fina, color blanco lechoso, alterada, con manchas de óxidos de hierro color pardo como producto de alteración de los minerales opacos. Al microscopio se observa textura xenomorfa granular mediana. La roca está compuesta por abundante cuarzo, plagioclasa (oligoclasa) con marcada argilización y sericitización, feldespato potásico (ortosa) argilizado, biotita verde parcial o totalmente cloritizada con escasos minerales opacos xenomorfos asociados. Hay también contados y pequeños agregados de titanita y de apatita en cristales xenomorfos. Los minerales opacos, de sección cúbica, están reemplazados por limonitas.

Muestra 5816. Granodiorita. Roca compacta de estructura granosa fina, color pardo blancuzco, alterada. Al microscopio se observa textura xenomorfa granular mediana. La roca está compuesta por abundante cuarzo, plagioclasa (oligoclasa) argilizada y sericitizada, feldespato potásico (ortosa y microclino) argilizado, biotita verde cloritizada con formación de minerales opacos xenomorfos, pequeños agregados de titanita y cristales idiomorfos de apatita y circón. Hay minerales opacos xenomorfos sin alteración. La roca presenta fracturamiento, sin llegar a ser cataclasis.

- En el sondeo exploratorio FM 32 (Zanettini, 1976) del depósito cuprífero, que se localiza en una zona de transición de alteraciones hidrotermales potásica y fílica muy próxima al afloramiento del cerro Tres Puntas, se reconoce la presencia de granodiorita y pórfiro granodiorítico alterados y con signos de cataclasis. La roca es de color gris mediano a blanco grisáceo, con intensa argilización de los feldespatos, cloritización total de los mafitos, abundante sericita en agregados y venillas, nidos de biotita secundaria, venillas de cuarzo y piritita diseminada.

- En los sondeos exploratorios FM 29 y 38 (Zanettini, 1976), ubicados en zona de alteración potásica sobre el borde nororiental del yacimiento cuprífero y próximos al *stock* del cerro Tres Puntas, se han localizado filones de pórfiros diorítico y tonalítico con alteración hidrotermal potásica, fílica y propilítica.

- En los extremos norte y noroeste del cerro Pedregoso, donde se sitúan las nacientes del arroyo El Sillero, se halla una tonalita cataclasada, de color pardo amarillento claro a blanco lechoso. La roca está totalmente argilizada, sericitizada, epidotizada e incipientemente alunitizada, con cuarzo secundario intersticial límpido y en venillas, observándose también agregados radiales de turmalina negra y diseminación de magnetita hematitizada (Zanettini, 1976, muestras petrográficas 65.672/73 y 65.705/06).

Muestra 65.672. Tonalita. Roca compacta de estructura granosa, color pardo amarillento claro, en partes manchada con óxidos de hierro pardo rojizo oscuro. Al microscopio se observa textura granosa gruesa. La roca está compuesta por feldespatos intensamente sericitizados y argilizados, teñidos por óxidos de hierro y con abundantes inclusiones de minerales opacos anhedrales. El cuarzo presenta extinción ondulada e intenso fracturamiento, aunque también se advierten pequeños

cristales límpidos, sin efectos de presión, debidos a un probable aporte silíceo posterior. Los mafitos están totalmente reemplazados por óxidos de hierro de color pardo rojizo intenso.

Muestra 65.673. Tonalita. Roca compacta de estructura granosa mediana, color gris claro, en la que se observa material arcilloso de color blanco, bandas de óxidos de hierro color pardo rojizo, cristales de limonitas pseudomorfos de piritita, agregados radiales de turmalina negra y moldes de piritita de hasta 3 mm de lado. Al microscopio, la textura es hipidiomorfa granular gruesa. La roca está compuesta por plagioclasa en cristales hipidiomorfos medianamente argilizados y sericitizados; feldespatos sericitizados; biotita desferrizada en pasaje a sericita, la cual en parte se dispone en agregados conservando la forma de la biotita primaria. El cuarzo se presenta como cristales ameboidales intersticiales, sin signos de cataclasis. Es posible la existencia de magnetita hematitizada de color pardo rojizo intenso. Hay escasa diseminación de minerales opacos xenomorfos. Se advierte una microepidotización con tinción por óxidos de hierro. El material arcilloso es ferruginoso.

Muestra 65.705. Plutonita con cataclasis. Roca compacta de estructura granosa fina, color blanco lechoso, teñida por limonitas pardo amarillentas. Al microscopio se observa textura granosa mediana. La roca está compuesta por plagioclasa ácida, feldespato potásico y abundante cuarzo. Este último se presenta intersticial y en venillas de origen secundario, sin signos de presión. La roca está muy fracturada, triturada, disponiéndose pequeños cristales alrededor de los cristales mayores. La biotita es escasa, está desferrizada y en pasaje a sericita. Hay abundante hematita xenomorfa. Se advierte alteración argílica y evidencias de cataclasis.

Muestra 65.706. Cataclasita alterada. Roca compacta de estructura granosa fina, color blanco lechoso, con agregados pulverulentos de limonitas pardo amarillentas. Al microscopio se observa que la roca original es una plutonita totalmente sericitizada, argilizada y silicificada, lo que impide su determinación. Hay incipiente alunitización.

Por lo tanto, se mantiene en esta Hoja la interpretación de Zanettini (1976, 1979b) en el sentido de que la intrusión de los granitoides de los cerros Tres Puntas y Pedregoso fue anterior a la implantación de la Andesita El Sillero.

En el afloramiento del cerro Pedregoso Norte, llamado también Negro de Loncopué, la granodiorita tiene color gris mediano y estructura

granosa mediana; la textura es xenomorfa granular mediana, formada por cuarzo, plagioclasa (oligoclasa) y hornblenda, con titanita como mineral accesorio. La plagioclasa está carbonatizada y epidotizada y el mafito cloritizado y epidotizado. La roca contiene, además, xenolitos y enclaves de sedimentitas de la Formación Los Molles y se encuentra cataclasada, localmente piritizada y con epidoto diseminado y en venillas; la atraviesan vetillas de cuarzo opalino-calcita y de cuarzo hialino y diques de pórfiro andesítico piritoso.

Se considera que estos diques y la alteración hidrotérmica se vinculan con la posterior intrusión del cuerpo subvolcánico andesítico del cerro Pedregoso Norte.

Relaciones estratigráficas

La Granodiorita Tres Puntas intruye a las formaciones Los Molles y Tordillo, dando lugar a un metamorfismo de contacto que transformó las sedimentitas originales en *hornfels* y pizarras. Está intruida, a su vez, por la Andesita El Sillero y cubierta en discordancia por el Basalto Hueyeltué.

Edad y correlaciones

La Granodiorita Tres Puntas fue señalada de edad oligocena por Holmberg (1973) y cretácica superior por Zanettini (1979a).

Dataciones radimétricas K/Ar de la unidad señalan 158 ± 8 Ma sobre roca total diorítica (granodiorita) (Dawson *et al.*, 1998); $65 \pm 3,3$ Ma sobre biotita de diorita cuarcífera (JICA/MMAJ, 2001) y $60,7 \pm 1,9$ Ma en anfíbol de diorita (granodiorita) (Franchini *et al.*, 2002, 2003). Las rocas datadas por los citados autores fueron obtenidas en el mismo sitio de muestreo.

Dawson *et al.* (1998) descartaron el valor obtenido considerando las relaciones estratigráficas del plutón, que intruye a la Formación Tordillo, y por contener la roca minerales secundarios de alteración.

La edad radimétrica brindada por Franchini *et al.* (2002, 2003) es acorde con la dada por JICA (2001). Si bien en este caso en la muestra se observó algo de biotita secundaria, los anfíboles datados están frescos (M. Franchini, com. epist., 2002).

Por lo tanto, teniendo en cuenta estos datos radimétricos y las relaciones de contacto, se estima en este trabajo que la Granodiorita Tres Puntas es de edad paleocena inferior, anterior a la Andesita El Sillero.

Andesita El Sillero (19)

Andesitas, dacitas

Antecedentes

Al igual que la anterior, Holmberg (1973) describió esta entidad como parte de la Formación Molle. Fue diferenciada de ésta, descrita y nominada por Zanettini (1979a), en consideración a dataciones radimétricas.

Distribución areal

Son cuerpos hipabisales que afloran al este y sud-sudeste del paraje Campana Mahuida, en el cerro Pedregoso Norte y sobre la margen derecha del arroyo Mulichinco. La andesita también fue localizada por perforaciones mineras exploratorias, en el subsuelo, al pie sudoeste del cerro Tres Puntas.

Litología

En Campana Mahuida aparece en superficie como filones capa y diques de dimensiones variables, constituidos por andesitas y pórfiros andesíticos y, dacitas subordinadas, de colores gris mediano a oscuro, gris verdoso y gris rojizo. En subsuelo configura un *stock*.

En el área de los cerros Tres Puntas y Pedregoso, las andesitas presentan textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa (andesina), hornblenda y biotita, en pastas microcristalina felsítica con escaso cuarzo y xenomorfa granular mediana, con titanita y apatita como minerales accesorios. En las variaciones porfíricas, los fenocristales de plagioclasa alcanzan hasta 0,50 cm de longitud.

Diferenciaciones a dacita, de color gris, se encuentran superficialmente al norte del cerro Tres Puntas y como filones en el subsuelo al sudoeste del mismo. Su textura es porfírica, con fenocristales de cuarzo, plagioclasa (oligoandesina) y hornblenda, en una pasta granular constituida por cuarzo, plagioclasa (albita) y hornblenda. La plagioclasa está argilizada y sericitizada y, junto con la pasta, epidotizada; los mafitos están cloritizados. En subsuelo, donde se han reconocido también variaciones porfíricas, contiene diseminación de piritita y magnetita.

En superficie estas rocas se observan con alteración silíceo-argílica, fílica y propilítica de intensidad variable y diseminación de piritita, a las que se suma alteración potásica y mineralización de cobre diseminado en el cuerpo localizado en subsuelo.

La alteración hidrotermal y la mineralización se extienden a las rocas encajantes y se interpreta que también responden a este magmatismo subvolcánico los filones polimetálicos de Campana Mahuida. La zona de alteración y las vetas son descritas en el capítulo de recursos minerales.

El filón capa que aflora inmediatamente al este del caserío de Campana Mahuida y otros cuerpos menores localizados al sudeste del cerro Campana Mahuida, son de andesita intensamente argilizada y propilitizada. En el primer caso, la roca muestra variaciones locales a pórfiro andesítico y basandesita.

En los afloramientos del cerro Pedregoso Norte y del arroyo Mulichinco la roca se encuentra cataclada.

El *stock* del cerro Pedregoso Norte está conformado por un pórfiro andesítico, color gris mediano verdoso, de estructuras porfírica y granosa mediana a fina, compuestos por fenocristales de plagioclasa (andesina) algo zonal, feldespato potásico, biotita, hornblenda y muy escaso cuarzo intersticial, en pastas microcristalina y felsítica a microfelsítica, con apatita y circón como minerales accesorios. Los feldespatos aparecen argilizados, epidotizados y sericitizados y la hornblenda cloritizada y epidotizada, observándose además argilización y calcitización de la roca.

De acuerdo con Zanettini (1978), en los sectores nordeste y sudoeste del cerro aflora una andesita de color gris verdoso a gris oscuro, de estructuras granosa fina a mediana y porfírica, de similar composición mineralógica.

Sobre la margen derecha del arroyo Mulichinco se localiza un *stock* de pórfiro andesítico, que varía a diorita hacia el centro del mismo; de color gris oscuro, su estructura y textura es porfírica, con fenocristales de plagioclasa (andesina) zonal y hornblenda, en una pasta microgranosa holocristalina integrada por plagioclasa, escaso cuarzo, minerales accesorios y magnetita diseminada. La plagioclasa muestra argilización, sericitización, carbonatización y epidotización y el anfíbol se halla biotitizado, cloritizado y carbonatizado.

Relaciones estratigráficas

La entidad se manifiesta como *stocks*, filones capa y diques que intruyen a las formaciones Los Molles, Lajas, Lotena, La Manga y Tordillo; en subsuelo conforma un *stock* subvolcánico que penetra a las formaciones La Manga y Tordillo y a la

Granodiorita Tres Puntas. En el pie sudoeste del cerro Tres Puntas se puede observar que diques y apófisis angostas del pórfiro andesítico intruyen en la Granodiorita Tres Puntas. En el arroyo Mulichinco está cubierta por la Formación Invernada Vieja y por el Basalto Hueyeltué.

Edad y correlaciones

Señalada como Formación Molle, Holmberg (1973) asignó la unidad al Oligoceno. Una datación radimétrica K/Ar, sobre biotita hidrotermal que afecta a la roca andesítica en el pórfiro cuprífero Campana Mahuida, indicó $74,2 \pm 1,4$ Ma (Sillitoe, 1977), por lo que fue considerada de edad cretácica superior (Zanettini, 1976, 1979a, b; Chabert y Zanettini, 1999).

Una datación isotópica sobre circones presentes en la andesita (efectuada en el laboratorio de geología isotópica de la Universidad Federal de Para, Brasil), señaló $61,5 \pm 0,1$ Ma (P. Rolando y M. Franchini, com. epist., 2003 y 2004) correspondiente al Paleoceno inferior, edad que se estima correcta teniendo en cuenta las relaciones de contacto con la Granodiorita Tres Puntas y que es más acorde con el contexto regional.

2.4.1.2. Eoceno

GRUPO ÑORQUÍN *nom. nov.*

Groeber (1929) nombró Serie Andesítica Infraterciaria a un conjunto de lavas e intrusivos subvolcánicos andesíticos al que, posteriormente (1946), designó como Mollelitense, le asignó edad oligocena y ubicó su localidad tipo en el cajón del Molle, al sur del poblado de El Alambrado, en la provincia de Mendoza.

El término Mollelitense fue normalizado por Yrigoyen (1972) al sustituirlo por Grupo Molle, el cual, para el territorio neuquino, fue dividido en dos entidades formales: Cayanta (efusivas) y Colipilli (subvolcanitas) por Rapela y Llambías (1985) y Llambías y Rapela (1989), respectivamente.

El Grupo Ñorquín fue considerado como Complejo Eruptivo Incaico por Méndez *et al.* (1995), quienes lo subdividieron en Plutonitas Caycayén y Volcanita Molle, y como parte del Ciclo Eruptivo Molle por Nullo *et al.* (2002).

En el ámbito de la Hoja, Lambert (1956) trató a las rocas de esta unidad como Andesita «Oligocena»,

Galli (1969a) lo hizo bajo la acepción de Mollelitense y Holmberg (1973) como Formación Molle.

Groeber (1947b: 96) describió el perfil del Mollelitense en el cajón del Molle. En el mismo sitio, Kozłowski *et al.* (1987) diferenciaron, en el Mollelitense de Groeber, a las Vulcanitas Mina Theis en la parte inferior y, mediando discordancia, a la Formación Molle en la parte superior.

En ambos casos el substrato no se observa y, comparando las descripciones, se advierte que las Vulcanitas Mina Theis se equiparan con el tramo basal señalado por Groeber. Las Vulcanitas Mina Theis están datadas en 17 ± 2 Ma (Linares y González, 1990). Otras determinaciones llevadas a cabo sobre la entidad han dado edades comprendidas entre $16,3 \pm 0,1$ y $14,8$ Ma (Kozłowski *et al.*, 1996; Kraemer *et al.*, 1999). Por lo tanto la unidad Mollelitense de Groeber es neógena y no paleógena, conclusión a la que arribaron también Nullo *et al.* (2002) teniendo en cuenta otros datos isotópicos del sur de Mendoza.

En consecuencia, las volcanitas eocenas que en Neuquén se reconocen como Grupo Molle no corresponden a éste.

De acuerdo con ello, se propone la denominación del epígrafe para reemplazar la nominación Grupo Molle de las volcanitas eocenas en territorio neuquino, conservando la diferenciación de ellas en las formaciones Colipilli y Cayanta.

El nombre de Ñorquín se toma del departamento homónimo situado en la vecina Hoja Geológica Andacollo, ya que en su comarca afloran las unidades menores del grupo.

Edad

La edad del Grupo Ñorquín queda determinada a partir de las dataciones radimétricas de sus unidades componentes, según las cuales es eocena inferior a superior temprana.

Zamora Valcarce *et al.* (2005) dieron a conocer dataciones radimétricas Ar/Ar sobre muestras tomadas en rocas de este grupo al nordeste de esta Hoja, en la localidad de Colipilli y en el cerro Naunauco, que arrojaron edad cretácica superior a paleocena inferior. No obstante, según el Dr. E.J. Llambías (com. epistolar, septiembre 2008), dichos análisis fueron realizados sobre rocas muy alteradas, con contaminación de fluidos hidrotermales, de modo que los resultados no fueron considerados confiables, ya que reflejaban edades más antiguas que las reales.

Andesita Colipilli (20)

Pórfiros andesíticos, andesitas, traquitas

Antecedentes

La unidad fue instituida por Llambías y Rapela (1989) para diferenciar y reunir a los cuerpos intrusivos subvolcánicos del Grupo Molle, y designada como Plutonitas Caycayén por Méndez *et al.* (1995).

Distribución areal

La entidad aflora al oeste de la estancia Codihue, al oeste-sudoeste de la estancia Haichol, al oeste y sudoeste del cerro Haichol, en el área del cerro Cochicó y al noroeste y sudeste del cerro Atravesada.

Litología

Está compuesta preponderantemente por pórfiros andesíticos acompañados por andesitas, de colores gris verdoso a gris verdoso oscuro y gris claro a oscuro, con tonos rojizos superficiales dados por meteorización; de manera subordinada se encuentran traquitas.

En la estancia Codihue aflora un cuerpo subvolcánico andesítico. La roca es de estructura porfírica y color pardo oscuro. Al microscopio la textura es porfírica, con escasos fenocristales de plagioclasa (andesina) y augita maclada, en una pasta pilotáxica fina compuesta por microlitos de plagioclasa con criptofelsita intersticial y óxidos de hierro.

Al oeste de la estancia Haichol afloran pórfiros andesíticos y andesitas subordinadas, color gris verdoso oscuro a gris, intensamente propilitizadas (clorita y epidoto). En el cerro Haichol se localiza una andesita color gris mediano, de estructura y textura porfíricas constituida por fenocristales de plagioclasa (andesina) intensamente sericitizada y hornblenda cloritizada y carbonatizada, en una pasta totalmente silicificada.

En la antena de arroyo Haichol aflora una traquita, color blanco sucio, de textura porfírica, con escasos fenocristales de plagioclasa (andesina), feldespato potásico (ortosa) y cuarzo subordinado, en una abundante pasta traquítica formada por feldespato con óxidos de hierro y cuarzo.

En el cerro Cochicó y sobre el arroyo Cochicó Chico, se observan andesitas con alteración de grado medio a intenso, de colores gris mediano a blanco grisáceo. Presentan textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa (andesina) y anfíbol, en pastas pilotáxica (plagioclasa, augita intersticial y minerales opacos) y

microfelsítica. La plagioclasa se presenta argilizada, sericitizada y carbonatizada y el mafito cloritizado, mientras que la pasta, localmente, se halla totalmente silicificada, sericitizada, argilizada y carbonatizada.

Filones capa de pórfiro andesítico y andesita, de colores gris mediano y gris verdoso claro, propilitizados, se alojan en la Formación Los Molles en Sainuco y en el arroyo Casheu Mallo Hué y en la Formación Vaca Muerta en el cajón Almanza.

Al noroeste y al sudeste del cerro Atravesada afloran andesitas calcitizadas, con abundantes xenolitos de cuarzo; aquí los fenocristales de plagioclasa son oligoclasa, hay escasos de augita que forman aglomeraciones aisladas y aureolas alrededor de los xenolitos de cuarzo.

Relaciones estratigráficas

Intruye al Complejo Plutónico del Chachil, al Grupo Choiyoi y a las formaciones Los Molles y Vaca Muerta con contactos netos. Está cubierta por el Basalto Tipilihuque y por depósitos glaciares y pedemontanos.

Edad y correlaciones

La unidad fue asignada al Oligoceno por Lambert (1956), Galli (1969a) y Holmberg (1973) y al Eoceno inferior - Mioceno inferior por Méndez *et al.* (1995).

Sobre la base de dataciones isotópicas (K/Ar sobre roca total) de la Andesita Colipilli efectuadas por Llambías y Rapela (1987, 1989) que arrojaron valores de $49,9 \pm 3,2$ a $44,7 \pm 2,2$ Ma), se considera que su edad corresponde al Eoceno inferior a medio.

Andesita Cayanta (21)

Tobas andesíticas

Antecedentes y distribución areal

La unidad fue establecida por Rapela y Lambías (1985) para diferenciar y reunir a los cuerpos efusivos del Grupo Molle. Fue nominada como Volcanita Molle por Méndez *et al.* (1987, 1995).

En el límite sudoeste de la comarca, una manifestación aislada de tobas fue reconocida por Galli (1969a) como parte del Mollelitense o Grupo Molle y su continuación hacia el sur fue integrada a la Formación Auca Pan por Turner (1965b, 1976).

Aflora en las cabeceras del arroyo Chañy, al sudeste de Villa Moquehue.

Litología y ambiente

Está formada por tobas andesíticas, color gris claro verdoso, de grano fino, con plagioclasa (andesina) alterada en clorita y sericita, un mineral fémico totalmente oxidado, escaso cuarzo, y apatita; el cemento es cinerítico. Las características litológicas indican que ellas son el resultado de erupciones volcánicas continentales.

Relaciones estratigráficas, edad y correlaciones

La entidad se apoya en discordancia sobre la Granodiorita Paso de Icalma y al sur de la comarca, en el ámbito de la actual Hoja Geológica Junín de los Andes, está cubierta por el Basalto Rancahué.

La Andesita Cayanta es correlacionable con las expresiones efusivas de lo que en la provincia del Neuquén, en publicaciones anteriores a la presente, se conoce como Grupo Molle y con la Formación Auca Pan, a la cual Turner (1965b) le asignó edad eocena inferior. Galli (1969a) consideró del Oligoceno a las rocas que afloran al sudeste de Villa Moquehue.

La datación radimétrica K/Ar sobre anfíbol de $39 \pm 9,1$ Ma brindada por Llambías y Rapela (1987), permite ubicarla en el Eoceno medio a superior temprano.

Miembro Carrancul (*nom. transl.*) (21a)

Brechas volcánicas andesíticas y basandesíticas, tobas

Antecedentes y distribución areal

En el sector nordeste de la comarca, al este del río Agrío, la entidad fue reconocida y descripta como Formación Carrancul por Holmberg (1973). Su nombre deriva del cerro Carrancul localizado al norte de las nacientes del cajón Almanza, en la actual Hoja Geológica Zapala.

Zanettini (1976) consideró como Formación Tilhué a los afloramientos situados entre el cajón de Maureyra y el arroyo Tres Puntas y vinculó con el centro efusivo del cerro Campana Mahuida a los ubicados entre el arroyo El Sillero y el paraje Huarenchenque adjudicándolos a la Formación Chapúa (= Hueyeltué). En 1979a, Zanettini reubicó las manifestaciones meridionales en el Grupo Molle y mantuvo la asignación de las septentrionales al Basalto Chapúa (= Hueyeltué). Méndez *et al.* (1995, mapa) incluyeron a la unidad en la Volcanita Molle.

En razón de que la unidad carece de relaciones estratigráficas de techo que puedan acotar su edad de manera precisa y como hipótesis de trabajo, se señala en esta Hoja que la Formación Carrancul (Holmberg, 1973) es parte de la Andesita Cayanta, por lo cual se la considera como miembro de ésta, aunque podría corresponder a un evento más joven como se aclara más adelante.

Aflora de manera discontinua al este del río Agrio, entre el cerro Loma Alta y el paraje Huarenchenque.

Litología

La unidad está conformada por brechas volcánicas andesíticas, de colores ocre claro a pardo, pardo amarillento y gris mediano, constituidas por bloques de andesitas, de colores violáceo oscuro y verde oliva claro, y baja proporción de basaltos y dacitas de tonalidad gris oscura, distribuidos caóticamente en una matriz de toba lítica andesítica compuesta por porfiroclastos de plagioclasa, cuarzo, piroxeno, anfíbol y magnetita y litoclastos de andesita y basalto; la matriz es vítrea con signos de desvitrificación. El tamaño de los bloques no sobrepasa, en general, el metro cúbico, pero localmente se los encuentra de hasta 4 m³. Estos depósitos se disponen de manera horizontal o levemente inclinados hacia occidente, con un espesor máximo estimado de unos 40 metros (Holmberg, 1973).

En afloramientos al norte del cajón Almanza y en el cerro La Parva (Fig. 23) se localizan brechas volcánicas andesíticas, gruesas, integradas por bloques subangulosos de andesita, de color gris mediano, y de basalto, de dimensiones variables, en una matriz ferruginosa que contiene vidrio volcánico, cristaloclastos de feldespato y hornblenda y litoclastos menores de andesitas.

Se hallan, además, brechas volcánicas basandesíticas, de color gris mediano, formadas por litoclastos de basandesita y de andesita de hasta 5 cm de diámetro, en una matriz piroclástica con elevada cantidad de material vítreo y ferruginoso, plagioclasa cálcica y mafitos.

En los niveles superiores del afloramiento del cerro La Parva son abundantes los bloques de andesita de color violáceo, hallándose también esporádicos bloques de andesitas de color negro; se intercalan horizontes de tobas, que tienen nódulos arcilíticos y concreciones de ópalo color amarillento.

Al sudeste del cerro Campana Mahuida aflora una brecha volcánica andesítica, de color pardo grisáceo claro (Fig. 24). Al microscopio la textura es brechosa y está

integrada por litoclastos de andesita, pórfiro andesítico y basalto y cristaloclastos de feldespato y piroxeno (augita), en una matriz de composición andesítica, con algo de vidrio y abundante óxidos de hierro.

Al este de Huarenchenque se encuentra una ignimbrita mesosilícica de color pardo claro, con estructura porfiroclástica y textura vitroclástica, compuesta por litoclastos subangulosos de hasta 2 cm de andesita y basalto y cristaloclastos de plagioclasa (andesina) y piroxeno (hipersteno), en una matriz porosa vítrea con elevado contenido de óxidos de hierro.

También se hallaron tobas vitro-cristalino-líticas de color blanquecino, friables, con estructura porfiroclástica y textura vitroclástica, constituidas por cristales de cuarzo, plagioclasa, biotita y anfíbol, litoclastos de riolita de hasta 1,5 cm y cristaloclastos de cuarzo, biotita y plagioclasa, en una matriz vítrea.

Ambiente

La discontinuidad de los afloramientos fue ocasionada por la erosión, pero se estima que debieron formar un todo continuo sobre un talud inclinado de este a oeste. Con respecto a ellos, Holmberg (1973) descartó un origen glacial y, como hipótesis de trabajo, señaló que podrían tratarse de depósitos fluviales de un primitivo río Agrio.

En la opinión de los autores de esta Hoja, es sintomático que la disposición de los afloramientos conforme un semiarco cuyo centro se localiza en el área de los cerros Horqueta - Candelero, situada inmediatamente a oriente en las nacientes del arroyo Almanza, en la Hoja Geológica Zapala. Al este de dicha área también aflora la unidad, según el mapa de Holmberg (1973).

La mencionada área corresponde a intrusiones subvolcánicas de la Andesita Colipilli (Llambías y Rapela, 1989) y dentro de ella los cerros Candelero, Almanza o Pilon, Nevado o Morado y Horqueta, entre otros, se destacan claramente como *necks* o focos efusivos, en los cuales se habrían originado los elementos volcánicoclastos de la entidad del epígrafe.

Relaciones estratigráficas

La unidad se apoya en discordancia angular sobre las formaciones Lajas, Lotena, Tordillo y Vaca Muerta. En el techo se halla descubierta en su mayor parte, observándose que sólo en los afloramientos localizados entre el arroyo El Sillero y el paraje Huarenchenque está sobrepuesta por el Basalto Hueyeltué y la Formación Huarenchenque.

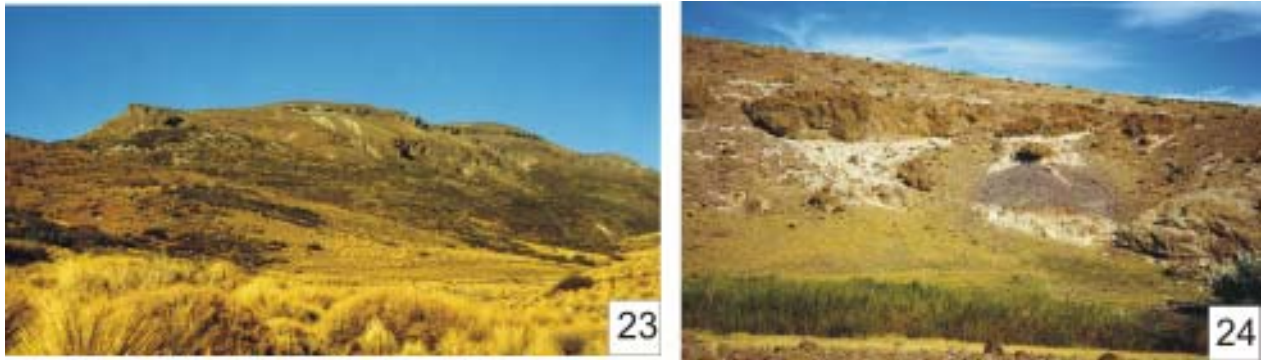


Figura 23. Cerro La Parva, compuesto por aglomerados y tobas del Miembro Carrancul de la Andesita Cayanta, cubriendo a la Formación Vaca Muerta; en primer plano a la izquierda, la Formación Tordillo. Vista tomada al este en el arroyo La Parva. **Figura 24.** Tobas grises y aglomerados pardos y rojizos del Miembro Carrancul de la Andesita Cayanta, al sudeste del cerro Campana Mahuida.

Edad y correlaciones

El Miembro Carrancul, de acuerdo con la hipótesis de los autores de esta Hoja sobre su génesis, se considera parte de la Andesita Cayanta por lo que le corresponde la misma edad, pero cabe aclarar lo siguiente:

Holmberg (1973) ubicó temporalmente a la Formación Carrancul, con dudas, entre el Plioceno y el Pleistoceno, mientras que Méndez *et al.* (1995, mapa), al incluirla en la Volcanita Molle, le asignaron edad eocena superior a miocena inferior.

Una muestra de pórfiro cuarzo diorítico obtenida por JICA (1984) en las intrusiones subvolcánicas de las nacientes del arroyo Almanza que, según se señaló, serían los focos de erupción del Miembro Carrancul, arrojó una edad K/Ar, sobre roca total, de $21,3 \pm 1,1$ Ma, es decir Mioceno inferior temprano.

De confirmarse con otras dataciones radimétricas la brindada por JICA, a las mencionadas subvolcanitas y al Miembro Carrancul le correspondería esta edad y podría ser un evento volcánico más joven que el Grupo Ñorquín o bien una continuidad del mismo. En el primer caso serían correlacionables con la Andesita Pichaihue (Leanza *et al.*, 2006) atribuida al Oligoceno superior - Mioceno inferior.

2.4.2. NEÓGENO

2.4.2.1. Mioceno medio a superior

GRUPO PALAUCO *nom. subst.*

Groeber (1929) denominó Basalto I a una sucesión de mantos, aglomerados y tobas de basalto con tobas dacíticas subordinadas, asignándole edad

miocena media (Vindoboniano), y posteriormente, en 1946, renombró la unidad como Palaucolitense.

En sus trabajos de 1947 (a y b) diferenció el Palaucolitense inferior (tobas dacítico-liparíticas de edad miocena inferior, Burdigaliano), el Palaucolitense superior (mantos y diques de basalto de edad miocena media, Vindoboniano) y una sección intrusiva (granitoides) que designó como Domuyolitense, vinculándola con la sección inferior.

Al mismo tiempo reconoció que el Colloncurensis (depósitos fluviales con basaltos y brechas basálticas intercaladas) tiene íntima relación con el Palaucolitense inferior, debajo del cual aparece en concordancia, y estimó para el conjunto una edad miocena inferior a media.

Stipanovic (1965) normalizó el término Palaucolitense como Formación Palauco e Yrigoyen (1972) sustituyó los nombres originales utilizando la designación Grupo Domuyo - Palauco, en el texto (intrusivos y efusivos, respectivamente), y Formación Palauco en el cuadro estratigráfico, mientras que en 1993 consignó el término de Basalto Palauco para referirse a rocas efusivas.

Turner (1965a, 1965b) suplantó el nombre Palaucolitense por el de Formación Rancahué para referirse a las rocas efusivas miocenas de las comarcas de Junín de los Andes y Aluminé.

Finalmente, Méndez *et al.* (1995) dieron al Grupo Domuyo - Palauco la denominación Complejo Eruptivo Pehuénchico, que comprende las Plutonitas Domuyo (intrusivos) y las Volcanitas Palauco (efusivas), y consideraron al conjunto como de edad miocena media a superior.

Teniendo en cuenta las designaciones de Groeber (1947a, b) y Turner (1965a), los autores de esta Hoja proponen establecer el Grupo Palauco, integrándolo con el Subgrupo Domuyo (intrusivos), con las formaciones Collón Curá e Invernada Vieja (piroclastitas) y con el

Basalto Rancahué (efusivas). En la Hoja Loncopué sólo están expuestas las dos últimas unidades.

Formación Invernada Vieja (22)

Tobas, tufitas, areniscas tobáceas

Antecedentes y distribución areal

La unidad fue reconocida por Zanettini (2001) en la comarca de Varvarco, noroeste del Neuquén, para reunir a las Tobas y Brechas del Complejo Volcánico Domuyo (Llambías *et al.*, 1979) y a las Piroclastitas Ácidas (Brousse y Pesce, 1982).

Aflora al nordeste de Loncopué, sobre la margen derecha del arroyo Mulichinco continuando hacia el norte de la Hoja.

Litología

Está conformada por tobas vitro-cristalinas y lítico-cristalinas de composición andesítica y dacítica, de grano mediano a grueso, de colores gris blanquecino a gris pardusco, con intercalaciones de bancos de tufitas y areniscas tobáceas.

Las tobas están compuestas por una alta proporción de vitroclastos correspondientes a pumicitas, hallándose en menor cantidad litoclastos de volcanitas y cristaloclastos de plagioclasa, biotita y cuarzo.

La estratificación es grosera en bancos de 2 a 7 m de potencia. Se estima en 40 m el espesor de la entidad en el arroyo Mulichinco.

Ambiente y relaciones estratigráficas

Las características litológicas indican que la unidad es el resultado de erupciones volcánicas ocurridas hacia el oeste de la comarca y de la redepositación fluvial de elementos piroclásticos preexistentes.

Cubre en discordancia a la Formación Los Molles y a la Andesita El Sillero. Inmediatamente al norte de la Hoja se halla cubierta por depósitos pedemontanos.

Edad y correlaciones

Se correlaciona con la Formación Collón Curá (Roth, 1899), con el Colloncurensis (Groeber, 1929) y, parcialmente, con la Formación Chimehuín (Turner, 1965a), expuestas hacia el sur de la comarca.

La Formación Collón Curá, sobre la base de restos fósiles de mamíferos y dataciones radimétricas

sobre piroclastos que varían entre $16,1 \pm 2,6$ y 11 ± 1 Ma (González Díaz y Nullo, 1980; Mazzoni y Benvenuto, 1990), se asigna al Mioceno medio, edad que se estima para la Formación Invernada Vieja.

Basalto Rancahué (23)

Basaltos olivínicos

Antecedentes y distribución areal

En la comarca de Junín de los Andes, Turner (1965a) identificó al Basalto I o Palaucolitense (Groeber, 1929, 1946) bajo la denominación de Formación Rancahué. En esta Hoja Geológica, teniendo en cuenta su uniformidad litológica se adopta el nombre del epígrafe.

Al igual que Galli (1969a), se incorporan al Basalto Rancahué, aunque tentativamente, los afloramientos del Palaucolitense superior o Basalto I localizados al sur del lago Aluminé, como también así a la denominada Peña Haichol (véase Fig. 25 en pág. 46), que Lambert (1956) consignó como Basalto 0.

Se atribuye también a esta unidad las rocas que afloran en los cerros Teta de Vaca y La Calera.

Litología

Está conformada por basaltos de colores gris oscuro y morado, con estructura afanítica. Al microscopio la textura es porfírica, formada por fenocristales de olivina, con bordes de iddingsita, y plagioclasa (labradorita) en una pasta intergranular constituida por plagioclasa, augita, escaso vidrio y óxidos de hierro. Localmente se observan vesículas pequeñas. Relictos de chimeneas de erupción son la Peña Haichol y los cerros Teta de Vaca y La Calera.

Relaciones estratigráficas

En la base cubre en discordancia de erosión a la Granodiorita Paso de Icalma. Un *neck* relíctico penetra a la Formación Los Molles y a la Andesita Colipilli en la estancia Haichol. Le sobreyacen las formaciones Huarenchenque y Los Helechos.

Edad y correlaciones

El Basalto Rancahué se correlaciona con el Basalto I o Palaucolitense superior de Groeber (1929, 1946, 1947a). Hacia el norte, es correlacionable, según dataciones isotópicas, con la Formación Trapa Trapa (Rovere *et al.*, 2000).

Groeber (1929) la asignó al Mioceno medio. Dataciones radimétricas debidas a Vattuone y Latorre (1998) y Ré *et al.* (2000) arrojaron edades de 13 ± 1 a 10 ± 1 Ma que la ubican en el Mioceno medio tardío a superior temprano.

2.4.2.2. Mioceno superior

Formación Mitrauquén (24)

Tufitas, tobas, areniscas tobáceas, conglomerados, ignimbritas

Antecedentes

La unidad fue identificada en las cabeceras del río Biobío (Chile), inmediatamente al oeste de la Hoja, y nominada Estratos de Mitrauquén por Sandoval (1977), designación que fue normalizada por Emparan *et al.* (1992) y Suárez y Emparan (1997).

En la comarca, los sedimentos y piroclastitas que se adjudican a la entidad del epígrafe fueron reconocidos en Pino Hachado como *tuffs blancs* por Burckhardt (1900) y los situados desde este paraje hasta el límite sur de la Hoja como Colloncurenses (Formación Collón Curá por Galli (1969a).

Del mismo modo, las manifestaciones localizadas desde el arroyo Codihue hacia el norte fueron indicadas como Formación Collón Curá por Digregorio (1972, fig. 9) y Digregorio y Uliana (1975, mapa), en tanto que las del curso inferior del arroyo Huarenchenque y las de la estancia Cochicó fueron atribuidas por Holmberg (1973) a la Formación Coyocho (Basalto Tipilihuque), debajo de la cual se encuentran, debido a que en Huarenchenque este último autor observó en ellas dos delgadas intercalaciones basálticas. Al sur de la estancia Cochicó, Lambert (1956) reconoció parcialmente la unidad consignándola como «Tobas y areniscas eocenas?».

Al sur de la Hoja, la unidad fue nominada Formación Chimehuín por Turner (1965a, 1965b). No obstante, la validez de esta última fue cuestionada por González Díaz y Riggi (1984) al considerar estos autores que en su área tipo de Junín de los Andes, la Formación Chimehuín reúne a las formaciones Collón Curá y Río Negro, mediando entre ellas una discordancia de erosión además de presentar diferencias litológicas y genéticas. En un trabajo posterior, González Díaz *et al.* (1986) reinterpretaron las formaciones Río Negro y Alicura, creando la Formación Caleufú con los miembros Limay Chico (= Río Negro) y Alicura, y brindaron una datación

radimétrica que indica edad miocena superior tardía para el Miembro Limay Chico.

Estudios de Mazzoni y Benvenuto (1990) y Mazzoni y Rapela (1991) demostraron diferencias composicionales físicas y químicas entre las ignimbritas de las formaciones Collón Curá y Chimehuín, además de considerar las edades radimétricas que indican Mioceno medio para la primera y Mioceno superior tardío para la segunda, por lo que concluyeron que son entidades de similar litología y aspecto macroscópico aunque de diferentes edades.

Teniendo en cuenta que la litología de la unidad que se describe es similar a la consignada por Emparan y Suárez (1992), Suárez y Emparan (1997) y Rovere *et al.* (2000) para la Formación Mitrauquén y que la edad de ésta es similar a la de la Formación Caleufú (véase más adelante), se opta por la denominación del epígrafe dada la proximidad geográfica de afloramientos.

Distribución areal

Tiene su expresión en los sectores noroccidental y centro-sur de la comarca. Aflora en el área de la estancia Santa Isabel, en los valles de las nacientes del arroyo Yumu-Yumu, en el curso inferior del arroyo Huarenchenque, en los valles de la cuenca del arroyo Codihue (Fig. 26), al nordeste y sur de la estancia Cochicó, en Pino Hachado, en los ríos Kilca (Fig. 27) y Litrán y Lonco Luan (Fig. 28).

Litología

Es una secuencia en la que irregularmente alternan tufitas y tobas de composición andesítica, en parte dacítica y riolítica, de colores blanco amarillento, blanco verdoso, gris, gris blanquecino, rosado, ocre claro y pardo; areniscas tobáceas de colores pardo, pardo rojizo y ocre claro; conglomerados pardo claros a oscuros y, en menor proporción, ignimbritas mesosilícicas pardo rojizas claras.

Las tufitas están compuestas por vidrio volcánico y cristaloclastos de feldespato, biotita, cuarzo, hornblenda, piroxeno, apatita y limonitas en una pasta cinerítica, que contiene, dispersos o en lentes, clastos angulosos de andesita, basalto y obsidiana, nódulos arcillosos e impregnaciones limoníticas.

Las tobas son cineríticas, tenaces a muy friables, con textura vitroclástica constituida por cristaloclastos de plagioclasa, biotita, clinopiroxeno,

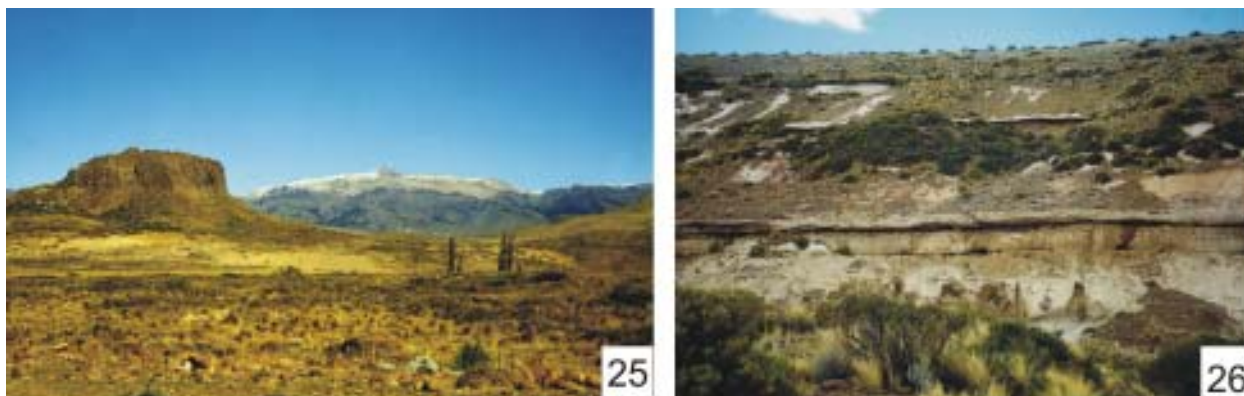


Figura 25. A la izquierda el *neck* de Basalto Rancahué del cerro El Peñón; detrás aglomerados y piroclastitas del Basalto Tipilihuque; al fondo la Granodiorita Paso de Icalma del cerro Bayo. Vista tomada al oeste desde la ruta nacional 22, al noroeste del cerro Haichol. **Figura 26.** Secuencia areno-piroclástica de la Formación Mitrauquén cubierta en discordancia por la Formación Huarenchenque, en el arroyo Romero, al sudoeste del cerro Codihue.



Figura 27. La Formación Mitrauquén sobreyacida por el Basalto Tipilihuque, tal como se aprecia en el río Kilka, en el sector sudoriental de la Hoja.

cuarzo y menor proporción de hornblenda, olivina y apatita, fragmentos angulosos a subredondeados de pómez, vidrio y líticos volcánicos, en una matriz que puede ser cinerítica o hipocristalina.

En Las Chaquiras, sobre el arroyo Molluncura, se hallaron ignimbritas mesosilícicas de estructura porfiroclástica. Al microscopio la textura es vitroclástica formada por litoclastos de basalto y andesita, vitroclastos y cristaloclastos de plagioclasa, en matriz vítrea con estructuras de trizas y globulitos, parcialmente desvitrificada.

Las areniscas tobáceas, de grano fino a grueso, suelen ser macizas aunque friables, en parte limonitizadas, hallándose bien estratificadas en bancos gruesos con estratificación cruzada.

Los conglomerados ocurren en capas lentiformes, compuestos por clastos polimícticos redondeados en matriz de arenisca de grano fino a mediano.

La estratificación de tufitas y tobas es, en general, en bancos gruesos a delgados subhorizontales, mal diferenciados o con estratificación cruzada. En las areniscas se observa estratificación cruzada en



Figura 28. En primer plano depósitos glaciares de la Formación Los Helechos y al fondo el Basalto Tipilihuque sobre la Formación Mitrauquén, cubriendo en discordancia a la Granodiorita Paso de Icalma (loma a la derecha) manifiesta en el paraje Lonco Luan próximo a la desembocadura del lago Aluminé.

bancos gruesos bien diferenciados y los conglomerados son lentiformes.

Se considera de interés transcribir las secuencias descritas por Holmberg (1973), estimadas por él y Galli (1969a) como pertenecientes a niveles inferiores de la Formación Coyocho (=Basalto Tipilihuque).

De acuerdo con Holmberg (1973) y teniendo en cuenta la nomenclatura actualizada por los autores de la Hoja, sobre la margen sur del arroyo Huarenchenque, al noroeste del cerro Ojo de Agua, de arriba hacia abajo se observa:

Basalto Tipilihuque

4,00 m Basaltos olivínicos.

———— Contacto cubierto por derrubios —————

Formación Mitrauquén

20,00 m Aglomerado color gris, compuesto por bloques de basalto mezclados con tufitas y arena basáltica.

2,50 m Arenisca tobácea de color gris oscuro, con estratificación cruzada, que contiene acumulaciones lentiformes de lapilli basáltico.

12 a 15 m Aglomerado basáltico similar al anterior.

Sobre la margen norte del mismo arroyo, Holmberg (1973) constató la intercalación, en los sedimentos, de dos coladas de basalto olivínico color gris oscuro, de poco espesor y que desaparecen hacia el este.

En la estancia Cochicó, a la altura del puesto de Gendarmería Nacional, el mismo autor (Holmberg 1973), y con la nomenclatura actualizada de la Hoja, describió de arriba hacia abajo:

Basalto Tipilihuque

10,00 m Basaltos olivínicos, lajosos en su parte inferior.

———— Contacto cubierto por derrubios —————

Formación Mitrauquén

3,00 m Areniscas y arcilitas conglomerádicas, de color gris claro rosado, mal estratificadas, enrojecidas en la parte superior por la acción térmica del basalto.

17,00 m Conglomerado de gravilla y sábulos de volcanitas en matriz areno-arcillosa de colores grises y rosados, que hacia abajo pasa a conglomerado brechoide grueso, con bloques angulosos de hasta 2 m de diámetro de basalto y andesitas. En la parte inferior, conglomerado con bloques de 10 cm en matriz arenosa color gris verdoso.

———— Contacto irregular por erosión —————

70,00 m Ignimbritas de colores violáceos, livianas, sin estratificación.

El espesor de la unidad es variable, probablemente por erosión previa a la efusión del Basalto Tipilihuque. Así, Holmberg (1973) consignó, en sus perfiles, potencias de 37 y 90 m, en tanto que Galli (1969a) estimó en 250 m el espesor debajo de la meseta de Lonco Luan.

Paleontología

En los afloramientos del río Kilca, sobre el límite sur de la Hoja, se observan nidos esferoidales de escarabeidos, de unos cinco centímetros de diámetro (Turner, 1965b).

Ambiente y relaciones estratigráficas

Las características de la entidad sugieren su depositación por corrientes fluviales, con actividad volcánica continental coetánea.

En el sur de la comarca se asienta en discordancia sobre la Ectinita Piedra Santa, el Grupo Choiyoi, la Formación Los Molles y la Granodiorita Paso de Icalma, en tanto que en Chile sobreyace en discordancia al Miembro Río Pedregoso de la Formación Cura Mallín (Emparan y Suárez, 1992; Suárez y Emparan, 1997). Está cubierta en discordancia por los basaltos Tipilihuque y Huechahué y por las formaciones Los Helechos y Alpehué.

Edad y correlaciones

La unidad se correlaciona con la Formación Caleufú (González Díaz *et al.*, 1986). Los afloramientos observados por Lambert (1956) fueron asignados con dudas por ese autor al Eoceno. Rodrigo (1955) señaló a estos depósitos como miocenos y lo mismo hicieron Digregorio (1972) y Digregorio y Uliana (1975) al considerarlos como Formación Collón Curá.

Las dataciones radimétricas K/Ar realizadas en Chile para la Formación Mitrauquén, sobre biotita de pómez de ignimbritas y sobre roca total de rodados andesíticos, indican de $9,5 \pm 2,8$ a $8,0 \pm 0,5$ Ma (Muñoz Bravo, 1988; Emparan *et al.*, 1992; Suárez y Emparan, 1997). La datación isotópica K/Ar de una toba ignimbritica de la parte superior del Miembro Limay Chico de la Formación Caleufú dio 8 ± 2 Ma (González Díaz *et al.*, 1986). Por lo tanto puede asignársele edad miocena superior (Tortoniano) a la unidad.

2.4.2.3. Plioceno *l.s.*

Basalto Tipilihuque (25)

Basaltos olivínicos, andesitas, brechas volcánicas, ignimbritas

Antecedentes

Groeber (1929) denominó Basalto II a una sucesión de lavas basálticas que se adaptan a relieves preformados, a los cuales cubre o rellena, y posteriormente, en 1946, renombró la unidad como Coyocholitense o Huarhuarcolitense, denominación luego formalizada como Basalto Coyocho por Yrigoyen (1972). En el ámbito local, al sur de la Hoja, Turner (1965a, 1965b), utilizó el nombre del epígrafe para la entidad.

A diferencia de Lambert (1956) y de Galli (1969a), en esta Hoja se interpreta como pertenecientes a la unidad, a las manifestaciones basálticas que esos autores consignaron como Palaucolitense superior o Basalto I, salvedad hecha para los afloramientos al sur del lago Aluminé. Asimismo, se asigna a esta unidad al Basalto III que Lambert (1956) cartegó entre los arroyos de la Titora y Guayapa, en el sudeste de la comarca.

Distribución areal

Tiene amplia distribución en una faja norte-sur entre los paralelos 38° y 39° de latitud sur. Constituye extensas mesetas, posteriormente divididas por la erosión glacial y fluvial, que ocupan la parte superior de cordones como relictos de erosión.

Litología

Localmente la secuencia se inicia con ignimbritas mesosilícicas, pero en general lo hace con coladas de andesitas sobre las que continúan mantos de basaltos, con intercalaciones de ignimbritas y brechas volcánicas de igual composición. Se han detectado también mantos de andesitas basálticas, traquiandesitas y, muy subordinadas, traquitas.

En El Palenque, por debajo de andesita basáltica, se halla una ignimbrita lítica andesítica de color blanco grisáceo, deleznable, compuesta por vidrio pardo claro, escasos y pequeños fragmentos de cuarzo y feldespatos y vitroclastos, mientras que en Sainuco, con igual relación, aflora una ignimbrita andesítica porfiroclástica, de color gris pardusco mediano, con textura vitroclástica formada por vidrio vesicular, escasos cristaloclastos de feldespatos argilizados y exiguos fragmentos líticos de andesitas alteradas.

En el arroyo Trocoquen, al norte de Puerta del Diablo, Galli (1969a) describió una ignimbrita andesítica vitrocristalina, con marcada textura fluidal, constituida por vidrio, cristaloclastos de plagioclasa (andesina), cuarzo y biotita y litoclastos de andesita, en una matriz cinerítica.

Los mantos andesíticos se localizan sobre las ignimbritas basales y por debajo de los basaltos. Similar observación fue hecha por Galli (1969a) en la meseta de Lonco Luan.

En el paso de Pino Hachado, en El Palenque y en Sainuco afloran andesitas basálticas de colores pardo grisáceo oscuro y gris oscuro, de estructura y

textura porfírica integrada por fenocristales de plagioclasa (andesina) argilizada, piroxeno (augita) y olivina con bordes serpentinizados, en una pasta intergranular compuesta por plagioclasa, augita intersticial y óxidos de hierro. Localmente exhiben disyunción columnar.

En otros sitios se presentan coladas macizas a lajosas de andesitas color gris mediano a oscuro, de textura porfírica con escasos fenocristales de plagioclasa (andesina) y piroxeno (augita), en una pasta pilotáxica formada por plagioclasa, mafitos y óxidos de hierro intersticial. En ocasiones, el feldespato está argilizado y los mafitos serpentinizados.

Localmente se ven cavidades rellenas por vidrio parcialmente desvitrificado, con estructuras de globulitos, que también ocurren en fracturas de la roca.

Las coladas de basaltos son de colores gris mediano a oscuro, gris verdoso mediano, pardo grisáceo y pardo rojizo oscuro, con estructura afanítica, en ocasiones porfírica. Al microscopio la textura es porfírica, formada por fenocristales de olivina, con bordes de iddingsita, y plagioclasa (labradorita) en una pasta intergranular formada por plagioclasa, piroxeno (augita), escaso vidrio y óxidos de hierro intersticiales. En algunos casos la pasta es de vidrio con estructuras de trizas y globulitos.

En algunas coladas se observan vesículas de uno a dos milímetros, y de hasta un centímetro, como también así magnetita diseminada. Son numerosos los mantos con disyunción columnar. Zeolitas en agregados fibroradiales suelen rellenar fracturas de la roca.

En el cajón de Chenque Pehuén, al oeste de Loncopué, se observaron basaltos olivínicos, de color pardo rosado, en los que la pasta vítrea está totalmente zeolitizada y argilizada posiblemente debido a la acción de cercanas aguas termales alcalinas.

Se asocian mantos de ignimbritas basálticas, de colores gris blanquecino a pardusco, pardo grisáceo claro y pardo amarillento claro, de estructura porfiroclástica. Al microscopio la textura es porfiroclástica integrada por litoclastos de basalto, vitroclastos y cristaloclastos de olivina y plagioclasa (labradorita), en una abundante matriz vítrea, teñida por óxidos de hierro. Los intersticios y fisuras de la roca suelen estar rellenos por zeolita (natrolita?) en agregados fibroradiales.

En otros casos la textura es vitroclástica formada por vidrio básico vesicular con estructuras de trizas y globulitos, cristaloclastos de plagioclasa, cuarzo y mafitos y litoclastos de rocas graníticas y volcánicas.

Las brechas volcánicas son de color gris mediano, con marcados rasgos de fluidalidad; de textura

brechosa compuesta por litoclastos de basaltos, andesitas e ignimbritas básicas y abundantes cristaloclastos varidimensionales, en una matriz vítrea básica que contiene además cristaloclastos de feldespatos y mafitos y abundante material ferruginoso.

En muy baja proporción se han detectado coladas de traquitas alcalifeldespáticas de color pardo claro, con estructura y textura porfíricas con fenocristales de plagioclasa (oligoclasa-andesina) y augita, en una pasta granosa fina formada por feldespato potásico, plagioclasa ácida y minerales opacos.

En el paraje de Pino Hachado, más precisamente en el cerro El Volcán, sobre la margen sur del arroyo Haichol (Fig. 29) se observó una secuencia que fue considerada como Colloncurensis (Formación Collón Curá) por Galli (1969a). Son depósitos piroclásticos rematados por lavas, correspondientes a un centro eruptivo de tipo explosivo bimodal (andesita-basalto). En dicho sitio, de arriba hacia abajo se presentan:

Basaltos olivínicos.

Ignimbritas de color castaño claro («tobas olivínicas de aglutinación» de Galli (1969a: 30).

Brechas volcánicas basálticas, de color gris cambiante a pardo por meteorización, formadas por bloques subredondeados a redondeados y material lapillítico-tobáceo, dispuestas en bancos gruesos inversamente gradados, con estructuras tabular y de cruzamiento, con muy finas intercalaciones tobáceas y de niveles de clastos pequeños de basalto.

Depósitos piroclásticos de oleada (*surge deposits*) constituidos por tufitas de composición andesítica, de color gris claro, dispuestas en capas onduladas y con estructuras de cruzamiento, conteniendo ocasionales bloques de caída.

Brechas volcánicas aloclásticas (¿brecha de conducto?), compuestas por bloques del ¿Grupo Choiyoi? en disposición caótica y material más fino, de granulometría variable, que rellenan los intersticios.

Similar sucesión se presenta en la sierra Musical (Fig. 30) ubicada inmediatamente al sur de la loma del Medio, pero sobre la margen norte del arroyo Haichol. Con iguales características, el Basalto Tipilihuque se extiende desde el cerro El Volcán hasta el oeste del cerro Litrán, tanto como en el mismo cordón del límite con Chile.

En el cerro Batea Mahuida, al norte de Villa Pehuenia, la parte inferior y media de la secuencia está conformada por basaltos olivínicos, en coladas de 3 a 8 m de potencia, en parte con amígdalas elongadas y circulares, de 0,1 a 6 cm de largo, rellenas con cuarzo y con calcita. La parte superior está compuesta por andesitas color gris, en bancos de 4 a 8 m de espesor, en parte con rasgos de fluidez y con amígdalas elongadas de hasta 6 centímetros.

En este sitio el espesor de la unidad es de unos 150 metros. En general fue estimado entre 50 y 350 m por Lambert (1956), Galli (1969a) y Holmberg (1973).

Relaciones estratigráficas

Sobreyace en discordancia a la Ectinita Piedra Santa, al Complejo Plutónico del Chachil, al Grupo Choiyoi, a las formaciones Lapa y Los Molles, a la Granodiorita Paso de Icalma y a la Formación

Mitrauquén. Está cubierto por la Andesita Palau Mahuida, por la Ignimbrita Carreri, por los basaltos Hueyeltué, Huechahué, Malleo y Mallín, por las formaciones Huarenchenque y Los Helechos y por la Ignimbrita Alpehué.

Edad y correlaciones

La entidad se correlaciona con el Coyocholitense de Groeber (1946), con las formaciones Chenqueniyeu (González Bonorino, 1944) y Tipilihuque (Turner, 1965b), parcialmente con el Miembro Efusivo del Complejo Eruptivo Quéchuico (Méndez *et al.*, 1995), con los basaltos Zapala (Leanza *et al.*, 2001) y Santo Tomás (Leanza y Hugo, 1997), con las formaciones Hualcupén, Las Mellizas, Reñileuvú, Centinela y Mandolegüe (Rovere *et al.*, 2004b), con la Ignimbrita Puesto Walves y los basaltos Litrán y El Volcán (Tunstall y Ramos, 2005).



Figura 29. Vista panorámica hacia el sur desde la antigua ruta nacional 22, al norte de Pino Hachado. En el primer plano el valle del río Haichol con depósitos glaciares de la Formación Los Helechos; se observa la nueva traza de la ruta 22 donde aparecen esporádicos afloramientos del Grupo Choiyoi. Detrás, la secuencia piroclástica del cerro El Volcán: de abajo hacia arriba se tienen depósitos piroclásticos de oleada (surge deposits) constituidos por tufitas de composición andesítica, de color gris; luego brechas volcánicas basálticas, de color pardo; continúan ignimbritas de color castaño; por último coladas de basalto olivínico. Este conjunto corresponde al Basalto Tipilihuque.



Figura 30. Vista de la sierra Musical ubicada 10 km al noreste del paso de Pino Hachado, tomada desde la ruta nacional 22. En primer plano depósitos glaciares de la Formación Los Helechos, luego, en tonos claros, Grupo Choiyoi y por encima, en discordancia, rocas piroclásticas y lavas del Basalto Tipilihuque.

De acuerdo con dataciones isotópicas, se correlaciona además con las formaciones Campanario, Cajón Negro y Quebrada Honda (Zanettini, 2001) y con las secciones inferior y media del Conjunto Volcánico I que afloran en la zona limítrofe chileno-argentina (Emparan *et al.*, 1992; Emparan y Suárez, 1992; Suárez y Emparan, 1997).

Por sus relaciones estratigráficas regionales, se le asignó edad pliocena superior desde Groeber (1929). Dataciones radimétricas realizadas en basaltos de la unidad, en el ámbito de la Hoja y en comarcas aledañas, se deben a Linares y González (1990), Vattuone y Latorre (1998) y Ré *et al.* (2000). Ellas indican edades comprendidas entre $6,2 \pm 1,8$ y $2,3 \pm 0,3$ Ma; Linares y González (1990) brindaron además una datación de $8,6 \pm 0,4$ Ma para el Basalto Zapala, que Leanza *et al.* (2001) estimaron no corresponder dadas las relaciones estratigráficas de dicho basalto.

Para las partes inferior y media del Conjunto Volcánico I, que se asienta en discordancia sobre la Formación Mitrauquén, Muñoz y Stern (1988) y Emparan *et al.* (1992) consignaron edades radimétricas K/Ar, sobre roca total, de $5,2 \pm 0,6$ a $2,1 \pm 0,2$ Ma.

Por lo expuesto, en esta Hoja se señala para el Basalto Tipilihuque una edad pliocena *l.s.*, no dejando de considerar que algunos de sus episodios iniciales hayan podido comenzar en el Mioceno superior tardío.

2.4.3. NEÓGENO - CUATERNARIO

De acuerdo con Muñoz y Stern (1985, 1988, 1989), Muñoz *et al.* (1987, 1989) y Suárez y Emparan (1997), la actividad volcánica plio-cuaternaria en la comarca ha dado lugar a la formación de volcanes y calderas con localización geotectónica de arco volcánico orogénico y de tras-arco «no orogénico».

El arco volcánico se divide en dos partes: un frente volcánico pleistoceno superior-holoceno ubicado en territorio chileno y otro plio-pleistoceno de transición intra-tras-arco, al este del anterior en la Hoja Loncopué, localizado en el bloque precordillerano elevado Copahue - Pino Hachado, de orientación nor-noroeste, limitado por el lineamiento Loncopué por el este, y por el lineamiento Biobío - Aluminé por el oeste. Ambos cordones convergen, hacia el norte, en el Complejo Volcánico Copahue.

Las rocas que lo integran son esencialmente basaltos y andesitas, con menor proporción de dacitas y riolitas. Su carácter químico es subalcalino en el frente occidental y subalcalino a alcalino en el bloque precordillerano.

En la imagen satelital se observa una estructura semicircular en el sector de Pino Hachado que correspondería a una caldera originada por el colapso de un edificio volcánico a través de fallas normales subcirculares (Muñoz y Stern, 1985; Suárez y Emparan, 1997; Tunstall y Ramos, 2005). Argumentos estratigráficos y analíticos que refutan esta interpretación fueron expuestos por Mazzoni e Iñiguez Rodríguez (1986). En el terreno, la estructura se presenta como una depresión de unos 150 m de profundidad y unos 12 km de diámetro mayor, constituyendo su pared oeste el límite fronterizo Argentina-Chile.

El volcanismo holoceno que se manifiesta en el graben de Loncopué (Ramos, 1978) como un dilatado campo de conos volcánicos basálticos de composición alcalina, mayormente piroclásticos, corresponde a un volcanismo de tras-arco, mientras que su contemporáneo de la meseta de Lonco Luan es considerado de intra-arco (Muñoz *et al.*, 1989).

Tanto el volcanismo de arco como el de tras-arco fue controlado por zonas de fracturas de direcciones norte, noroeste y nordeste. En otro orden, la existencia de un arco volcánico separado en dos cordones por una estructura de graben, sugiere que en este sector de la cordillera ha ocurrido extensión intra-arco durante el Plioceno-Cuaternario.

Para la descripción del volcanismo del Cenozoico superior presente en la comarca y en correlación con la Hoja Geológica Junín de los Andes, vecina al sur, los autores de esta Hoja han mantenido la nomenclatura formal de las unidades según Turner (1965a), además de establecer una nueva entidad.

Sin embargo, los autores de esta Hoja, haciéndose eco de nuevos conceptos en mapeo geológico de unidades de origen magmático, entienden que las entidades de este tipo no debieran ser establecidas siguiendo criterios sedimentológicos sino, básicamente, según su posición geotectónica, evolución petroquímica y geoquímica y edad, como sugieren Gropelli (2004) y Rovere *et al.* (2004a).

GRUPO LAS LAJAS *nom. nov.*

En el área de los cerros Las Lajas - Palau Mahuida, y extendiéndose hacia el nordeste, aflora una sucesión de mantos, tobas y brechas volcánicas andesíticas, con traquitas y riolitas subordinadas, a las que Lambert (1956) denominó Serie Eruptiva Ácida y Mesosilícica Pliocénica diferenciando, dentro de ella, cuerpos subvolcánicos, mantos efusivos y cuerpos distales de tobas.

En el sector noroeste de la comarca, Rodrigo (1955) reconoció, bajo la acepción de Tobas Vítreas

Chenque Pehuén, una entidad de similar litología que también asignó al Plioceno.

En la vecina Hoja Geológica Zapala, Leanza *et al.* (2001) aplicaron el nombre de Ignimbrita Carreri a los cuerpos distales de tobas correspondientes a la mencionada Serie de Lambert (1956).

Además de estas ignimbritas, en la comarca se encuentran los cuerpos subvolcánicos y los mantos efusivos, que se propone unificar bajo la acepción de Andesita Palau Mahuida.

Teniendo en cuenta que ambas unidades pertenecen a un mismo evento volcanogénico se propone, además, agruparlas bajo el nombre del epígrafe, que se toma del cerro Las Lajas situado en la zona de afloramientos septentrionales de la unidad.

Edad y correlaciones

Atendiendo a sus relaciones de campo en la Hoja Geológica Zapala, Leanza *et al.* (2001) consideraron de edad pliocena a la Ignimbrita Carreri y asimilaron la unidad al Huincanlitense. Sin embargo, utilizando el mismo criterio, el Grupo Las Lajas sería contemporáneo de la Andesita III o Tilhuelitense de Groeber (1929, 1946) o Formación Tilhué de Stipanovic (1965: 417), ya que se superpone al Basalto Tipilihuque (= Coyocho) y está cubierto por el Basalto Hueyeltué (= Chapúa).

Para los autores de la presente Hoja, por similitud litológica y relaciones estratigráficas, la Ignimbrita Riscos Bayos es parte de la Ignimbrita Carreri. Para la primera existen dataciones radimétricas K/Ar que indican $2,08 \pm 0,08$ y $2,05 \pm 0,05$ Ma (Linares *et al.*, 1999) y para la segunda (Ignimbrita Llamuco) Mazzoni y Benvenuto (1990) brindaron una edad isotópica K/Ar sobre pómez de $1,9 \pm 0,2$ Ma.

Consecuente con lo expuesto, se señala que el Grupo Las Lajas tiene ubicación temporal en el Plioceno superior tardío (Gelasiano), pudiendo alcanzar el Pleistoceno inferior (Calabriano).

2.4.3.1. Plioceno superior - Pleistoceno inferior

Andesita Palau Mahuida *nom. nov.* (26 - 26a) *Andesitas, traquiandesitas, traquitas, ignimbritas riolíticas, tobas y brechas* (26); *cuerpos subvolcánicos andesíticos y traquiandesíticos* (26 a)

Antecedentes

Bajo esta denominación, que se toma del cerro Palau Mahuida, se reúne a los mantos andesíticos y

traquíticos, tobas y brechas volcánicas de igual composición y los cuerpos subvolcánicos andesíticos que forman parte de la Serie Eruptiva Ácida y Mesosilícica Pliocénica de Lambert (1956), correspondiendo también a la unidad las Tobas Vítreas Chenque Pehuén de Rodrigo (1955).

Distribución areal

Esta unidad está expuesta en el ángulo noroeste y en el sector sudoriental de la comarca. En el primer caso, lo hace al oeste de Loncopué entre el cajón Buta Mallín y el cerro Butahuao, tanto como en la en la sierra Baya (Figs. 31 y 32) y en el cerro de La Hoyada. En el sector sudoriental aflora entre las nacientes de los arroyos Liu Cullín y Las Lajitas y en las nacientes del arroyo Primeros Pinos.

Litología

En el cerro Las Lajas y alrededores, como también así en el noroeste de la comarca, se encuentran, en términos generales, coladas andesíticas, traquiandesíticas y traquíticas, de colores gris, gris blanquecino y pardo rojizo claro, en ocasiones con abundante vidrio y silicificación; tobas líticas y lítico-cristalinas andesíticas, coherentes y/o deleznable, de colores blanco grisáceo y pardo amarillento; brechas volcánicas de colores pardo oscuro, pardo amarillento y negro, compuestas por tobas lítico-cristalinas y bloques de obsidiana riolítica.

En este conjunto se intercalan mantos de ignimbritas riolíticas, de colores pardo y gris oscuro, con estructura porfírica. Al microscopio se observa una matriz vítrea riolítica, con trizas y rasgos de fluidalidad, con cristaloclastos de plagioclasa (oligoclasa), escaso cuarzo y biotita.

En el sector sudoriental de la zona, los escasos cuerpos subvolcánicos reconocibles tienen composición andesítica y traquiandesítica; ellos ocupan los conductos por donde han surgido los mantos que los acompañan. Éstos son lavas, tobas y brechas volcánicas de similar naturaleza, dispuestas en alternancia irregular de manera tal que las sucesiones varían de un sitio a otro en composición y en espesor.

Lambert (1956) consideró que las rocas que constituyen la parte superior del cerro Palau Mahuida, aunque de semejante composición, son algo más jóvenes que las antes nombradas. Muñoz y Stern (1985) interpretaron que el sector corresponde a una caldera volcánica colapsada, en tanto que Bermúdez *et al.* (1994) asimilaron el cerro Palau Mahuida a un domo



Figura 31. Aspecto de la sierra Baya mostrando rocas piroclásticas y lavas silíceas de la Andesita Palau Mahuida superpuestas al Basalto Tipilihuque. Vista al noroeste desde Nuco Pehuén, al oeste de Loncopué.



Figura 32. Basalto Tipilihuque y al fondo la sierra Baya, formada por rocas piroclásticas y lavas de la Andesita Palau Mahuida. Vista al noroeste desde el camino a Chenque Pehuén, al oeste de Loncopué.

riolítico post colapso. Lambert (1956: 60) expresó que, por arriba de los escombros líticos que cubren sus laderas, se encuentra «...una riolita de color pardo claro, con numerosísimas esferolitas de estructura fibrorradiada y cierta abundancia de mica ... Es una roca quebradiza, fácilmente disgregable ...» que forma el «... escalón de paredes verticales, de unos 150 m de altura, ... que caracteriza al cerro ... cuando se lo mira desde el este». A esta roca le sobreyace «... una dacita vitrofírica compacta, de color gris y fluidalidad visible ... contiene fenocristales de biotita y hornblenda parda ...» en una pasta vítrea, levemente perlítica». «La cumbre ... está formada por una traquiandesita micácea, blanquecina, liviana, muy porosa y disgregable, ...».

Separado de los principales afloramientos, en las nacientes del arroyo Primeros Pinos se ubica un

centro efusivo constituido por una traquita de color gris, silicificada. Las coladas que lo acompañan son de igual composición y color, que pasa a pardo rojizo por alteración, y contienen inclusiones de obsidiana riolítica.

Relaciones estratigráficas

Cubre en discordancia a la Ectinita Piedra Santa, al Grupo Choiyoi y al Basalto Tipilihuque. De igual manera está sobrepuesta por los basaltos Hueyeltué, Huechahué y Lanín y por la Formación Los Helechos.

Edad y correlaciones

Por todo lo expuesto acerca del Grupo Las Lajas (véase más arriba), se considera que la Andesita Palau

Mahuida se emplazó durante el Plioceno superior tardío (Gelasiano), pudiendo alcanzar el Pleistoceno inferior (Calabriano). Esta unidad puede correlacionarse con la Serie Eruptiva Ácida y Mesosilícica Pliocénica instituida por Lambert (1956), tanto como con la Andesita II o Huincanlitense de Groeber (1929, 1946) o Grupo Huincán (Yrigoyen, 1972), y con las Tobas Vítreas Chenque Pehuén de Rodrigo (1955).

Ignimbrita Carreri (27)

Ignimbritas ácidas, mesosilícicas y básicas

Antecedentes

La unidad fue descrita por Lambert (1956) como parte de su Serie Eruptiva Ácida y Mesosilícica Pliocénica, aunque la nombra informalmente como Tobas del Carreri (1956: 59). De igual manera, Mazzoni y Rapela (1991) la denominaron Ignimbrita Llamuco, en tanto que Leanza *et al.* (2001) le dieron la designación del epígrafe.

Se considera en esta Hoja, como parte de la unidad, a las manifestaciones de la Ignimbrita Risicos Bayos (Linares *et al.*, 1999) que se hallan sobre el límite norte de la Hoja y, tentativamente, a los afloramientos ignimbriticos situados al noroeste y al sudeste de Loncopué, al este del río Agrio, que fueron asignados al Basalto Tipilihuque y, en parte, a la Formación Carrancul por Holmberg (1973).

Distribución areal

Los principales afloramientos se encuentran entre los arroyos Haichol y Las Lajitas y entre los arro-

yos Primeros Pinos y Carreri, continuando estos últimos en la Hoja Zapala. Su mayor desarrollo se observa en los campos El Pueblo (Fig. 33) y El Malal.

En el nordeste de la comarca aflora al norte de Mallín del Toro, en el arroyo Mulichinco, al sur del cerro Negro de Loncopué, en los cajones Maureyra y Almanza y al sur de Huarenchenque sobre la ruta provincial 21.

Litología

Está constituida por cuerpos tabulares de ignimbritas con distintos grados de soldamiento, de colores gris blanquecino, rosado y pardo claro, que se destacan en el paisaje por poseer abruptas paredes de hasta unos 40 m de altura.

En el valle del arroyo Carreri, la roca es una ignimbrita riolítica de color gris claro a gris violáceo claro y pardo claro, muy liviana y compacta, con abundancia de fragmentos redondeados de pómez riolítica, de grano grueso, de dos a cuatro centímetros, y hasta 50 cm de diámetro, fragmentos líticos de hasta 15 cm de largo y vidrio fibroacicular negro. Es frecuente la presencia de numerosas oquedades y pipas de degasificación, así como disyunción columnar grosera.

Similares características muestran las tobas que se hallan en los parajes conocidos como El Pueblo y El Malal, entre los arroyos Liu Cullín y Las Lajitas.

La roca aflorante en El Pueblo es una ignimbrita básica de color gris claro a blanco liláceo, con estructura porfiroclástica. Al microscopio la textura es vitroclástica formada por vidrio parcialmente desvitrificado, con estructuras de trizas, escasos



Figura 33. Aspecto de la Ignimbrita Carreri tal como se presenta en el paraje El Pueblo, al nordeste del cerro Agua de las Piedras.

vitroclastos, litoclastos de andesitas y cristaloclastos de cuarzo, plagioclasa y biotita.

Al norte de Mallín del Toro, se advierten crestones de ignimbritas, cuyos principales afloramientos se ubican en la estancia Riscos Bayos, en la vecina Hoja Geológica Andacollo. Son de composición riolítica a mesosilícica, de color blanco grisáceo, con estructura porfiroclástica y textura vitroclástica con vitroclastos básicos, cristaloclastos de cuarzo, feldespato y biotita, litoclastos de andesita y óxidos de hierro.

Se incluyen tentativamente en la unidad las ignimbritas que se hallan sobre la margen norte del arroyo Mulichinco, al sur del cerro Pedregoso Norte y en los cajones Maureya y Almanza. Son de composición riolítica y dacítica, de color pardo rosado, pardo grisáceo claro y gris blanquecino, de estructura porfiroclástica; la textura es vitroclástica, constituida por vidrio ácido, con abundantes trizas y marcada fluidalidad, escasos vitroclastos, litoclastos de volcanitas y cristaloclastos de plagioclasa (oligoclasa, andesina), piroxeno (augita) y cuarzo.

En un perfil tomado al sur de Huarenchenque, sobre la ruta provincial 21, de arriba hacia abajo, se observa:

Formación Huarenchenque

Se inicia con un banco de tufitas gris blanquecinas a las que siguen conglomerados polimícticos.

————— Discordancia de erosión —————

Ignimbrita Carreri

1,20 m Ignimbrita riolítica de color blanco, consistente en una masa vítrea con escasos cristales de cuarzo y material argílico.

4,50 m Ignimbritas riolíticas de color gris blancuzco y estructura porfiroclástica formada por pequeños litoclastos de basalto y andesitas y cristaloclastos de feldespato y mafitos en una matriz afanítica vítrea. La textura es vitroclástica formada por vidrio ácido incoloro y fragmentos de vidrio pardo oscuro con estructuras de trizas y globulitos, conteniendo además vitroclastos y cristaloclastos de cuarzo y plagioclasa (oligoclasa), siendo abundante el material ferruginoso y argílico. Puntualmente contienen rodados angulosos a subredondeados de volcanitas.

1,50 m Flujos ignimbríticos color gris mediano a oscuro

Base oculta.

Este afloramiento fue incluido por Zanettini (1979a) en la Formación Huarenchenque. Dada su diferente litología con la unidad mencionada y el carácter ácido de las ignimbritas, se lo considera parte de la Ignimbrita Carreri.

Ambiente

La unidad se generó por derrames de flujos ignimbríticos depositados por nubes ardientes a partir de centros efusivos localizados en el área del cerro Las Lajas y de otros no identificados en el noroeste de la comarca. Su distribución, que sobrepasa hacia el este los límites de la Hoja, sugiere una amplia dispersión de los eyectos piroclásticos a partir de los centros aludidos.

Relaciones estratigráficas

La Ignimbrita Carreri se sobrepone en discordancia erosiva al Grupo Choiyoi, a la Formación Los Molles, a la Andesita Colipilli y al Basalto Tipilihuque. Está cubierta de igual manera por el Basalto Hueyeltué, por la Formación Huarenchenque y por depósitos éolicos, aterrizados y aluviales actuales.

Edad y correlaciones

La Ignimbrita Carreri se asimila al Plioceno superior, pudiendo eventualmente alcanzar el Pleistoceno inferior (véase Grupo Las Lajas). Se la puede correlacionar con la Ignimbrita Riscos Bayos definida por Pesce (1987), para la cual existen dataciones K/Ar, que indican $2,08 \pm 0,08$ y $2,05 \pm 0,05$ Ma (Linares *et al.*, 1999, Rovere *et al.*, 2004b) y con la Ignimbrita Llamuco de Mazzoni y Benvenuto (1990), con edad K/Ar sobre pómez de $1,9 \pm 0,2$ Ma.

2.4.4. CUATERNARIO

2.4.4.1. Pleistoceno

Basalto Hueyeltué (28)

Basaltos olivínicos, andesitas, brechas volcánicas, ignimbritas basálticas (28); facies piroclásticas (28 a)

Antecedentes

En el ámbito local, al sur de la Hoja, Turner (1965a, 1965b) empleó el nombre del epígrafe para la entidad. Estas rocas volcánicas fueron recono-

cidas como Basalto III por Groeber (1929) y más tarde (1946) nominadas como Chapualitense inferior por el mismo autor. El término fue formalizado como Formación Chapúa por Stipanovic (1965: 417) o Basalto Chapúa por Yrigoyen (1972). Corresponde parcialmente a las Volcanitas Preglaciales del Complejo Efusivo Diaguitico de Méndez *et al.* (1995).

Se considera que forman parte del Basalto Hueyeltué los Basalto III consignados por Galli (1969a), Holmberg (1973) y Lambert (1956) en el cerro Agua de las Piedras, el extenso afloramiento de Basalto II de Lambert (1956) localizado al sur del cerro Palau Mahuida, y parte de lo mapeado como Basalto I por Galli (1969a) en el cordón de los Maitenes y en la meseta del Arco. Sus facies piroclásticas (28a) se han mapeado independientemente, ya que representan conos de eyección volcánica pertenecientes a la misma unidad, pero de diferente litología.

Distribución areal

Aflora de manera discontinua a lo largo del cordón cordillerano limítrofe con Chile, desde el límite norte de la comarca hasta la meseta del Arco. También está expuesta en las márgenes del río Agrio al norte de Loncopué y en los cerros Campana Mahuida y Agua de las Piedras. Las facies piroclásticas (28a) se elevan por sobre la planicie basáltica de la unidad, pudiendo reconocerse al oeste y al sur del paraje Primeros Pinos, en correspondencia con el cerro Queli Mahuida y otros menores innominados.

Litología

Está compuesta por coladas de basaltos olivínicos y, en menor proporción por lavas andesíticas, brechas volcánicas e ignimbritas basálticas.

Los basaltos son de colores gris mediano a oscuro, negro y pardo rojizo oscuro, de textura porfírica con fenocristales de olivina con bordes de iddingsita, plagioclasa (labradorita), piroxeno (augita, hipersteno) y, en algunos casos, hornblenda (lamprobolita), en una pasta intergranular formada por plagioclasa, piroxeno intersticial, escaso vidrio, magnetita y óxidos de hierro intersticiales. Las coladas se presentan macizas o con disyunción columnar y en parte con vesículas y amígdalas que, localmente, alcanzan hasta cinco centímetros. Por su notable disyunción columnar es de destacar la colada de basalto negro, de unos 50 m de espesor,

que se halla sobre la ruta 22 en la base del cerro El Volcán (Fig. 34), proveniente del centro efusivo del cerro Las Tres Hermanas.

En el cerro Campana Mahuida los mantos basálticos alternan con otros de brechas volcánicas y piroclásticas más finas (Fig. 35).

Al frente de Loncopué, sobre la margen izquierda del río Agrio, por debajo del basalto se observa una ignimbrita basáltica color gris blanquecino, de estructura porfiroclástica. Al microscopio, la textura es vitroclástica formada por abundante vidrio básico con marcada fluidalidad y estructura de trizas, litoclastos de basaltos, escasos vitroclastos y cristaloclastos de plagioclasa básica y piroxeno (augita) y minerales opacos.

Asimismo, al noroeste del cerro Pedregoso Norte y superpuesta al basalto, se encuentra una ignimbrita basáltica de color gris claro liláceo, con similares características petrográficas que la anterior, a la que se agregan litoclastos de diorita y andesitas (Fig. 36).

En el área de Primeros Pinos se hallan andesitas lajosas de color gris mediano a oscuro, con textura porfírica compuesta por escasos fenocristales de plagioclasa (andesina) y piroxeno (augita), en una abundante pasta pilotáxica constituida por plagioclasa, piroxeno y minerales opacos intersticiales. En ellas se intercalan mantos de una brecha volcánica de color gris mediano, con textura brechosa formada por litoclastos subredondeados de basaltos, andesitas e ignimbritas básicas y abundantes cristaloclastos de feldespato y mafitos, en una matriz vítrea básica con elevado contenido de óxidos de hierro.

Un poco al sudoeste del cerro Las Tres Hermanas, en Pino Hachado, aparece una brecha volcánica basáltica, cuyo afloramiento llama la atención por su forma circular y lleva a pensar en una diatrema o conducto hidromagmático. Es de color gris mediano verdoso, que se torna pardo oscuro por meteorización y está integrada por abundantes litoclastos subredondeados a redondeados de una volcanita vesicular; la textura es brechosa con litoclastos de ignimbritas basálticas y basaltos y vitroclastos basálticos, en una matriz vítrea con abundante óxidos de hierro. Estas rocas son similares a las piroclásticas descritas para la parte superior del Basalto Tipilihuque del cerro El Volcán.

En la comarca de Primeros Pinos, la facies piroclástica de esta unidad constituye elevaciones cónicas redondeadas formadas por aglomerados de



Figura 34. Colada basáltica con disyunción columnar del Basalto Hueyeltué, tal como se aprecia desde la ruta nacional 22 mirando hacia el sur, al pie del cerro El Volcán.



Figura 35. Cerro Campana Mahuida: aglomerados y lavas del Basalto Hueyeltué, con su conducto volcánico. Vista al este desde la ruta provincial 21.

piroclastos basálticos, de color rojo morado a negro, hallándose también numerosas bombas de formas y tamaños variados.

Relaciones estratigráficas

Se asienta en discordancia sobre el Grupo Choiyoi, sobre las formaciones Los Molles y Lajas, sobre la Granodiorita Tres Puntas, las andesitas El Sillero y Cayanta, sobre el Basalto Tipilihuque y sobre la Andesita Palau Mahuida. Está cubierto por la

Formación Huarenchenque, los basaltos Huechahué y Mallín, la Formación Los Helechos y la Ignimbrita Alpehué.

Edad y correlaciones

Se correlaciona con el Chapualitense inferior de Groeber (1946), con las formaciones Copahue, Las Vertientes y Pino Andino (Rovere *et al.*, 2004b), con el Basalto Suazo y con la Andesita Tres Hermanas (Tunstall y Ramos, 2005). Corres-



Figura 36. Basalto Hueyeltué cortado por el río Agrio. Vista tomada al sudoeste desde el pie noroeste del cerro Pedregoso Norte, al nordeste de Loncopué.

ponde también con la sección superior del Conjunto Volcánico I y con el Conjunto Volcánico II (Emparan *et al.*, 1992), que afloran en el área limítrofe de Chile.

Groeber (1929, 1946) y otros autores que trabajaron en la zona, le asignaron edad pleistocena inferior. Dataciones isotópicas K/Ar sobre roca total han brindado edades de $1,4 \pm 0,4$ Ma para la sección superior del Conjunto Volcánico I, en el límite al norte del cerro Rahue, y de $1,7 \pm 0,3$ a $1,5 \pm 0,1$ Ma para el Conjunto Volcánico II, en áreas próximas al límite internacional (Muñoz y Stern, 1988; Muñoz *et al.*, 1989; Emparan *et al.*, 1992). De acuerdo con esas cifras, la unidad es de edad pleistocena inferior.

Formación Huarenchenque (29)

Conglomerados, areniscas, tufitas dacíticas

Antecedentes

La unidad fue reconocida por Lambert (1956) como Depósitos glaciares (en el texto) y Depósitos fluvioglaciares anteriores a la última glaciación (en el mapa) y como Grupo Río Agrio (formaciones Loncopué y El Zaguán) por Holmberg (1973). Se debe a Zanettini (1979a) la denominación del

epígrafe, quién estableció como localidad tipo de la unidad el área cercana al paraje Huarenchenque, en la ruta provincial 21 (Fig. 37).

Distribución areal

Constituye una extendida terraza en el sector nororiental de la Hoja, sobre ambos márgenes del río Agrio y en los arroyos que desembocan en él, descendiendo desde la cordillera del límite por el oeste y desde las alturas formadas por los cerros Palau Mahuida - Las Lajas - Piedras - Guanaco por el sudoeste. Se los encuentra también en el extremo nororiental de la sierra del Chachil. Estos depósitos continúan hacia el norte y el este, en las Hojas Geológicas Andacollo y Zapala, respectivamente.

Litología

La sucesión litológica de la entidad es notablemente variable en tramos cortos, lo que impide describir un perfil y sólo es posible dar caracteres generales. Está integrada por conglomerados polimícticos, constituidos por una matriz arenosa color pardo, en la que se distribuyen rodados de basaltos, andesitas y, muy subordinados, sedimentitas, de tamaño grava fina a gruesa y, en menor proporción, bloques, redondea-



Figura 37. Areniscas, conglomerados y tobas redepositadas de la Formación Huarenchenque, en la ruta provincial 21, al sur de la localidad homónima.

dos a subredondeados, dispuestos en bancos compactos, consolidados, de 0,50 a 2,00 m de potencia, con estratificación cruzada, separados por diastemas.

Se intercalan areniscas conglomerádicas, areniscas de grano grueso a mediano y areniscas limosas, todas muy friables, de colores pardo, gris y gris azulado que se disponen como capas lentiformes, dentro de los conglomerados, o tabulares intercaladas o por encima de ellos, por lo general con estratificación diagonal de bajo ángulo y desarrollo de artesas poco profundas.

Local y subordinadamente, se interponen capas de tufitas dacíticas, de colores gris claro, blanco y blanco amarillento, que engranan lateral y verticalmente con los conglomerados.

El espesor de la unidad varía de 80 a 100 m en la zona de Loncopué (Holmberg, 1973) y de 30 a 40 m en el extremo sudeste de la comarca (Lambert, 1956).

Sobre la superficie de estos depósitos, en la mayor parte del área de afloramiento, se observan bloques voluminosos, predominantemente basálticos, que se atribuyen a morenas erosionadas.

Ambiente

Si bien esta unidad presenta características similares a las ocasionadas por corrientes fluviales

anastomosadas de valles, la comprobada glaciación que ocurrió en la región cordillerana próxima a principios del Pleistoceno (Groeber, 1956) sugiere un origen glaciofluvial para ella. El aporte tobáceo habría sido redepositado a partir de efusiones coetáneas.

La génesis de estos depósitos respondería al concepto de *glaciofluvial outwash*, que se desarrollan en el frente de glaciares estacionarios y activos, pudiendo cubrir vastas superficies en la región adyacente (Edwards, 1986).

Relaciones estratigráficas

Se asienta en discordancia sobre: la Formación Los Molles, la Andesita Cayanta, la Formación Mitrauquén, los basaltos Tipilihuque y Hueyeltué y sobre la Ignimbrita Carreri. Está cubierta por los basaltos Huechahué y Malleo, por la Formación Los Helechos, por depósitos eólicos y por otros sedimentos holocenos inconsolidados.

Edad y correlaciones

Se correlaciona con los Depósitos Glaciaros de Lambert (1956), con el Grupo Río Agrio de Holmberg (1973), con las formaciones Las Coloradas, Codihue y Huarenchenque aflorantes en la vecina Hoja

Geológica Zapala (Leanza *et al.*, 2001) y con los Depósitos Glacifluviales de la Hoja Geológica Andacollo (Rovere *et al.*, 2004b).

El Grupo Río Agrio fue asignado al Pleistoceno por Holmberg (1973). Zanettini (1979a) refirió la Formación Huarenchenque al Pleistoceno superior y Leanza *et al.* (2001) ubicaron las formaciones Las Coloradas y Codihue en el Pleistoceno inferior y a la Formación Huarenchenque en el Pleistoceno medio.

Por asentarse sobre el Basalto Hueyeltué e infrayacer al Basalto Huechahué, los autores de esta Hoja estiman para ella una edad pleistocena inferior, pudiendo corresponderse con la Glaciación Pichileufú (Flint y Fidalgo, 1964, 1969).

Basalto Huechahué (30)

Basaltos olivínicos, basandesitas, ignimbritas básicas (30); facies piroclásticas (30 a)

Antecedentes

La entidad fue reconocida como Basalto IV y más tarde nominada como Chapualitense superior por Groeber (1929, 1946). El término fue formalizado como Basalto Maipo por Yrigoyen (1972). Corresponde parcialmente a las Volcanitas Preglaciales del Complejo Efusivo Diaguítico de Méndez *et al.* (1995). En el ámbito local, al sur de la Hoja, Turner (1965a, 1965b) utilizó el nombre del epígrafe para la entidad. Sus facies piroclásticas (30a) se han mapeado independientemente, ya que representan conos de eyección volcánica pertenecientes a la misma unidad, pero de diferente litología.

Distribución areal

Aflora en una faja de orientación norte-sur centralizada en la Hoja, desde el límite norte de ésta hasta la latitud del arroyo Carreri, en lo que se conoce como Alto de Copahue - Pino Hachado (Figs. 38 y 39). Las facies piroclásticas (30a) se elevan por sobre la planicie basáltica de la unidad en análisis, pudiendo reconocerse al oeste de la estancia Llamuco (sita en la vecina Hoja Zapala) y al norte del arroyo de La Totorá, en correspondencia con los cerros San Lorenzo, Pata Larga, del León y Negro.

Litología

Está compuesta por lavas de basaltos olivínicos y de basandesitas de colores gris mediano a oscu-



Figura 38. Estratovolcán del cerro Nevado, correspondiente al ambiente del Basalto Huechahué en el Alto de Copahue - Pino Hachado. Vista hacia el oeste desde el cerro La Mona, al oeste de Huarenchenque.

ro, pardo rojizo y pardo grisáceo oscuro, de textura porfírica con fenocristales de plagioclasa (labradorita), piroxeno (augita), que puede faltar, y olivina parcial o totalmente serpentinizada; la pasta es intergranular o pilotáxica fina o vítrea o hialoofítica, formada por plagioclasa, piroxeno y óxidos de hierro. En ocasiones la roca carece de fenocristales de plagioclasa y contiene magnetita y escasa apatita.

Entre estas coladas macizas se intercalan otras, también basálticas, de estructura afanítica, escoriáceas y con abundantes vesículas y amígdalas, de hasta un centímetro, rellenas por carbonatos color blanco grisáceo en agregados microgranulares.

Al norte del arroyo Yumu Yumu, próximo al mallín de los Caballos, se observa una intercalación de una ignimbrita básica de color pardo claro, con estructura porfírica. Al microscopio la textura es vitroclástica formada por vitroclastos, litoclastos de volcanitas e ignimbritas básicas y cristaloclastos de plagioclasa marcadamente orientados, en una matriz vítrea parcialmente desvitrificada con alto contenido de óxidos de hierro. La facies piroclástica de esta entidad está formada por brechas ígneas basálticas, pardo amarillentas, de textura brechosa y estructura vesicular, y piroclastos esponjosos bien redondeados de pequeño tamaño de color rojo morado intenso. También es dable hallar numerosas bombas de variadas formas y tamaños.

En consideración a una datación radimétrica brindada por Emparan *et al.* (1992) y Emparan y Suárez (1992), se incluye en la entidad a los basaltos de la parte cuspidal del cerro Rahue, localizado en el límite con Chile.



Figura 39. En primer plano el Basalto Huechahué, luego el curso medio del arroyo de los Postes y atrás los centros eruptivos del Basalto Malleo en Los Huecués; al fondo, sobreelevado, el frente occidental de la fosa Plegada del Agrío. Vista al este desde La Hoyada Chica, al oeste de Huarenchenque.

Relaciones estratigráficas

Se sobrepone en discordancia a la Ectinita Piedra Santa, al Grupo Choiyoi, a las Formaciones Lapa, Los Molles, Mitrauquén y Huarenchenque, a la Andesita Palau Mahuida y a los basaltos Tipilihuque y Hueyeltué. La unidad está cubierta por la Formación Los Helechos, por los basaltos Malleo y Lanín y por sedimentos inconsolidados holocenos.

Edad y correlaciones

Se correlaciona con el Chapualitense superior de Groeber (1946), parcialmente con las Volcanitas Preglaciales del Complejo Efusivo Diaguítico (Méndez *et al.*, 1995), con los basaltos Portada Covunco (Delpino *et al.*, 1995) y Macho Viejo (Leanza y Hugo, 1997) y con la Formación Guañacos (Rovere *et al.*, 2004b).

Groeber (1946) ubicó al Chapualitense superior en el Pleistoceno superior, con anterioridad a la última glaciación, Turner (1965a) en correspondencia con lo anterior, consideró a la Formación Huechahué como pleistocena superior temprana.

En el área de la Hoja Geológica Zapala, Leanza *et al.* (2001) le asignaron edad pleistocena inferior basados en una datación radimétrica de $1,3 \pm 0,4$ Ma del Basalto Macho Viejo, la cual está en consonancia con las de $1,0 \pm 0,4$ (arroyo Carreri, próximo a Primeros Pinos) y $0,9 \pm 0,3$ Ma (portezuelo La Atravesada) brindadas por Muñoz *et al.* (1987) y la de $1,0 \pm 0,2$ Ma dada para el cerro Rahue por Muñoz *et al.* (1989).

Por todo ello, esta Hoja se considera al Basalto Huechahué de edad pleistocena inferior.

Formación Los Helechos (31)

Bloques poligénicos, gravas, arenas

Antecedentes

En la comarca la entidad fue considerada como Última Glaciación y Morenas de Retroceso por Lambert (1956), Depósitos Glaciaros y Niveles de Pie de Monte por Galli (1969a) y Formación Codihue por Holmberg (1973). Al sur de la misma fue tratada por Turner (1976) bajo la nominación del epígrafe.

Distribución areal

Aflora principalmente en las áreas de Pino Hachado - arroyo Quirínco, hacia el norte y sur del lago Aluminé,

en los valles de los arroyos Cochicó Grande y Cochicó Chico, en el piedemonte al noroeste y oeste del cerro Mallín de los Caballos, en el piedemonte entre los arroyos Manzano y Las Lajitas, al noroeste del portezuelo La Atravesada y en los sectores elevados de las sierras y de la cordillera del límite.

Litología y ambiente

Corresponden a depósitos morénicos de fondo, laterales y frontales, constituidos por acumulaciones caóticas de bloques poligénicos de variado tamaño y formas, angulosos los mayores y con aristas redondeadas o redondeados los menores, mezclados con gravas y arenas, sostenidos por una matriz de limo glaciario color pardo claro a pardo amarillento.

Son materiales transportados por hielos glaciares, acumulados en circos, valles y piedemontes extendidos.

Relaciones estratigráficas, edad y correlaciones

La Formación Los Helechos sobreyace a las unidades preexistentes y, al norte del lago Aluminé, está cubierta por las tefras de la Ignimbrita Alpehué (Fig. 40).

En estos depósitos no se ha hecho diferenciación de distintas glaciaciones, por lo cual los autores de esta Hoja la asignan genéricamente al Pleistoceno superior, correlacionándolos con la Glaciación Nahuel Huapí (Flint y Fidalgo, 1964, 1969) o Atuel (Groeber, 1952, 1956).



Figura 40. Depósitos glaciarios de la Formación Los Helechos cubiertos por pómez dacíticas de la Ignimbrita Alpehué y, sobre ésta, suelo actual, expuestos en la margen derecha del curso medio del arroyo Saco, al sur de Villa Moquehue

2.4.4.2. Holoceno

Basalto Malleo (32)

Basaltos olivínicos (32); facies piroclásticas (32a)

Antecedentes

Esta unidad fue denominada como Basalto V y luego como Puentelicense por Groeber (1929, 1946). Yrigoyen (1972) la designó Basalto Puente. Corresponde parcialmente a las Volcanitas Postglaciales del Complejo Efusivo Diaguítico de Méndez *et al.* (1995). En el ámbito local, al sur de la Hoja, Turner (1965a, 1965b) empleó el nombre del epígrafe para la entidad. Las facies piroclásticas de la unidad (32a) se han mapeado en forma independiente.

Distribución areal

El Basalto Malleo aflora en el sector oriental de la comarca, entre el arroyo Yamu Yamu y el cerro Haichol y, más al sur, entre los arroyos Las Lajitas y de la Totora. La facies piroclástica (32a) constituye los cerros Huecú Grande, Alto de los Huecúes, La Mona, Ojo de Agua, Piedra Blanca y Guanaco, los que sobresalen netamente de las planicies basálticas circundantes.

Litología

Está constituido por coladas macizas a vesiculares o amigdaloides de basaltos olivínicos de color gris mediano a oscuro y negro, con textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa (labradorita), piroxeno (augita) y olivina fresca o parcialmente serpentizada. La pasta es intergranular formada por plagioclasa, augita y óxidos de hierro. En algunos casos los fenocristales de plagioclasa están ausentes. Las vesículas tienen hasta 0,5 cm y localmente aparecen amígdalas rellenas por carbonatos de color blanco a blanco rosado. Las facies piroclástica está compuesta por piroclastos esponjosos bien redondeados de pequeño tamaño de color rojo morado intenso, a los que se asocian bombas de variadas formas y tamaños.

Relaciones estratigráficas, edad y correlaciones

Se sobrepone en discordancia a las formaciones Mitrauquén y Huarenchenque y a los basaltos Tipilihuque y Huechahué. Está cubierta por depósitos inconsolidados actuales.

Se correlaciona con las manifestaciones del Puentelicense de Groeber (1946), con los Basalto V señalados por Lambert (1956), con las formaciones del Puente (Holmberg, 1973), Malleo (Turner, 1965a) y El Puente (Holmberg, 1976) y parcialmente con las Volcanitas Postglaciales del Complejo Efusivo Diaguítico (Méndez *et al.*, 1995).

Groeber (1929, 1946) consideró al Puentelicense como postglacial ubicándolo en el Holoceno, lo que fue aceptado por Lambert (1956) para su Basalto V y por Turner (1965a) para la Formación Malleo. Diferenciándose de estos autores, Holmberg (1973) situó la Formación del Puente en el Pleistoceno superior, aunque posteriormente (1976) consideró a la Formación El Puente como holocena.

Para la vecina región de Zapala, Leanza *et al.* (2001) consignaron dataciones radimétricas que oscilan entre $0,7 \pm 0,2$ y $0,5 \pm 0,3$ Ma para basaltos equiparables con el Basalto Los Mellizos (Leanza y Hugo, 1997), al que estimaron equivalente al Puentelicense o Basalto Puente. Las mencionadas dataciones indican una edad pleistocena media, es decir anterior a la última glaciación.

En el caso de la Hoja Paso de Pino Hachado, no se observan signos de glaciación sobre las rocas del Basalto Malleo y en consecuencia se señala para el mismo una edad holocena.

Formación Quilachanquil (33)

Conglomerados, gravas, arenas

Esta unidad fue reconocida como Niveles de Pie de Monte por Galli (1969a). La designación del epígrafe corresponde a Turner (1965b).

Está expuesta sobre el flanco occidental del extremo norte de la sierra de Catán Lil, entre Kilca y el límite sur de la comarca, continuando al sur de la misma.

La componen conglomerados, gravas y arenas poco consolidadas, cuyos clastos son de diverso origen. En los primeros, la matriz es areno-arcillosa de color pardo oscuro. El espesor de la unidad no sobrepasa la decena de metros.

Se considera que estas rocas corresponden a depósitos de piedemonte procedentes del flanco de la sierra localizada al oriente.

La entidad cubre en discordancia a las formaciones Lapa, Los Molles y Mitrauquén. Al sur de la comarca se han depositado también sobre morenas de la Formación Los Helechos.

Siguiendo a Turner (1965b), se considera que la entidad es posterior a la Formación Los Helechos y anterior al Basalto Mallín, por lo cual se le asigna edad holocena.

Basalto Mallín (34)

Basaltos olivínicos, aglomerados piroclásticos

Antecedentes

La entidad fue reconocida como Basalto VI y posteriormente nominada como Tromenlitense inferior por Groeber (1929, 1946). La nomenclatura fue formalizada como Basalto Tromen inferior por Yrigoyen (1972) y como Formación Tromen por Leanza y Leanza (1979). Corresponde parcialmente a las Volcanitas Postglaciales del Complejo Efusivo Diaguítico de Méndez *et al.* (1995). En el ámbito local, al sur de la Hoja, Turner (1965a, 1965b) utilizó el nombre del epígrafe para la entidad.

Distribución areal

Sus manifestaciones constituyen conos volcánicos escoriáceos que, probablemente, fueron también los focos de efusión de basaltos más antiguos. Se distribuyen a lo largo de una faja de dirección nordeste-suroeste en la pampa de Lonco Luan, en coincidencia con los cerros Pedregoso de Lonco Luan, Lonco Luan y Pichi Lonco Luan y en un cerro innominado entre estos dos últimos.

Litología

La roca componente es un basalto afanítico de color pardo rojizo oscuro, con vesículas elipsoidales y circulares de hasta dos milímetros. La textura es porfírica con escasos fenocristales de plagioclasa (labradorita), olivina y piroxeno (augita), en una pasta hialofítica con abundante material ferruginoso y en la que se destacan escasas laminillas de plagioclasa y minerales opacos.

Además, se reconocieron aglomerados piroclásticos esponjosos, redondeados, entre los que también se hallan bombas volcánicas de variadas formas y tamaños.

Las únicas coladas son las que se localizan en el sector sudeste de la comarca: una, de rumbo nordeste, inmediatamente al norte del cerro de la Cabra y otra, de rumbo este, al sur del cerro Llamuco Chico.

Relaciones estratigráficas, edad y correlaciones

Se asienta en discordancia sobre los basaltos Tipilihuque, Hueyeltué, Huechahué y Malleo. Se correlaciona con las manifestaciones del Tromenlense inferior de Groeber (1946), con las del Basalto VI señaladas por Lambert (1956) y Galli (1969a), con la Formación Tromen (Leanza y Leanza, 1979), parcialmente con las Volcanitas Postglaciales del Complejo Efusivo Diaguítico (Méndez *et al.*, 1995) y con el Basalto Laguna Blanca (Leanza y Hugo, 1997).

Groeber (1946) consideró que la unidad es postglacial, es decir holocena, criterio que se adopta para la presente Hoja.

Ignimbrita Alpehué (35)

Pómez dacítica

Antecedentes

Los depósitos de esta unidad fueron descritos, aunque no mapeados, por Galli (1969 a: 34). Con el nombre de Ignimbrita Alpehué, Naranjo *et al.* (1993) diferenciaron en Chile, flujos piroclásticos ignimbríticos. Como parte de la misma erupción señalaron la existencia en Chile y en la Argentina de depósitos plinianos de caída de pómez. En esta Hoja se incluye a estos últimos en la entidad del epígrafe.

Distribución areal

Si bien no se han indicado en el mapa todos los afloramientos, la unidad se localiza en una amplia faja de dirección este-nordeste en el sector sudoccidental de la Hoja, entre el límite con Chile y la estancia Haichol. Tiene mayor desarrollo en la comarca de los lagos Moquehue y Aluminé y río Litrán, donde su distribución es continua, mientras que en áreas más llanas, como la pampa de Lonco Luan, su exposición es irregular por redepositación eólica, formando dunas de ceniza y lapilli fino.

Litología

Son depósitos de caída de pómez, originados en una erupción del cercano volcán Sollipulli (Chile). De acuerdo con Naranjo *et al.* (1993), consisten en mantos bien seleccionados, sin estratificación interna, de color blanco a blanco grisáceo, ocre claro por

alteración, compuestos por pómez, cristales y líticos muy subordinados.

Las pómez son dacíticas, de textura glomeroporfírica, compuestas en un 97-98% por vidrio volcánico, plagioclasa y minerales opacos en la masa fundamental, con un 2-3% de fenocristales de piroxenos, en cúmulos o amígdalas, acompañados por plagioclasa y escasa olivina. Son livianas, friables, de forma irregular y su tamaño varía de 20 a cinco centímetros, en los sectores proximales a medios (límite internacional - Pino Hachado - Pampa de Lonco Luan), hasta ceniza fina en los distales; presentan vesículas de hasta un centímetro de diámetro, con relleno cristalino-vítreo en algunos casos.

Los eyectos líticos son angulosos y sus dimensiones varían de grava gruesa a fina (nueve a un centímetro) desde el límite internacional hasta Pino Hachado, pero la distribución en el depósito es eventual.

La proporción relativa de pómez, incluyendo ceniza y esquirlas de vidrio, es dominante en todos los sectores; en cambio la distribución de líticos y cristales es inversamente proporcional, ya que los primeros están en mayor cantidad en el sector proximal (área de los lagos Moquehue y Aluminé), mientras que el porcentaje de los segundos es mayor en el sector distal (área Pino Hachado - Haichol).

En un perfil realizado en el corte del camino del arroyo Saco, de arriba hacia abajo se observa:

Ignimbrita Alpehué

3,50 m Tefra muy gruesa en la parte superior a gruesa en la inferior, color blanco grisáceo a blanco amarillento; los clastos componentes tienen hasta seis centímetros de diámetro y corresponden a una ignimbrita ácida compuesta por vidrio y escasos cristales de cuarzo, plagioclasa y hornblenda.

2,50 m Tefra fina con clastos de hasta dos centímetros de diámetro, color castaño, de igual composición, en la parte superior, que pasa a material vítreo con típicas estructura de trizas, mediano a grueso y color castaño amarillento, en los 40 cm inferiores de la sección. En la parte superior, muy localmente, se presenta una lente de rodados graníticos angulosos y materia orgánica carbonizada que sugiere un efímero cauce fluvial.

Paleosuelos

0,15 m Paleosuelo de grano fino, color pardo oscuro, compuesto por abundante cuarzo,

plagioclasa, material arcillo-ferruginoso, material orgánico y escaso vidrio que señala aporte volcánico.

1,20 m Paleosuelo de grano mediano a fino, color pardo, compuesto por un agregado de material orgánico, material arcilloso y algo de ferruginoso, con escasos cristales de cuarzo y feldespato y dispersión de clastos graníticos angulosos a subredondeados.

El espesor de la unidad varía proporcionalmente con la distancia al centro emisor, teniéndose de 7 m a 2,50 m entre el límite internacional y Moquehue, 2 m en la meseta del Arco, 1,50 m en la pampa de Lonco Luan, 1,00 m en Pino Hachado y 0,50 m en Haichol.

Ambiente

Es el producto de una erupción paroxismal que provocó una columna pliniana de gran altura, cuyos eyectos se acumularon en la comarca por causa de fuertes vientos del oeste-sudoeste. En parte, el material más fino ha sido redepositado por vientos del oeste, formando dunas e incipientes *regs* (Naranjo *et al.*, 1993; Bermúdez *et al.*, 1994).

Relaciones estratigráficas

Se asienta en discordancia sobre: el Grupo Choiyoi, el Granito Moquehue, la Formación Icalma, la Tonalita Santa María, la Granodiorita Paso de Icalma, los basaltos Tipilihuque y Hueyeltué y la Formación Los Helechos. Está cubierta en gran parte por suelos actuales.

Edad

Las dataciones radimétricas de restos carbonosos contenidos en depósitos de flujo piroclástico realizadas por Naranjo *et al.* (1993), que arrojaron 2900 ± 60 a 2850 ± 70 a A.P., señalan edad holocena para la unidad, con la que coinciden los autores de la Hoja.

Basalto Lanín (36)

Basaltos olivínicos

Antecedentes

Se adopta en esta Hoja el nombre de Basalto Lanín, propuesto por Turner (1965a) como Forma-

ción, para diferenciar los conos volcánicos que se correlacionan con el Basalto VII o Tromenlitense superior de Groeber (1929, 1946). Uno de ellos fue distinguido como Basalto VI por Galli (1969a) y los restantes asignados al Basalto VII por Lambert (1956).

Distribución areal y litología

En el sector sudeste de la comarca, aflora al sur del cerro de la Cabra y al noroeste y sudeste del cerro Las Lajas. El cono mencionado por Galli se encuentra en las nacientes del arroyo Cochicó Grande.

Conforma seis conos de aglomerados color pardo oscuro a gris oscuro, de los cuales solamente tres han emitido coladas reducidas, de superficie rugosa, cuya composición es similar a la de los basaltos cuaternarios más antiguos, de naturaleza olivínica.

Relaciones estratigráficas, edad y correlaciones

Cubre en discordancia a la Ectinita Piedra Santa, a la Andesita Las Lajas, al Basalto Huechahué y a la Formación Los Helechos.

Se correlacionan con la entidad las manifestaciones del Basalto VII o Tromenlitense superior de Groeber (1929, 1946), la Formación Lanín de Turner (1965a) y el cono localizado al sudoeste del cerro Las Lajas, que Galli (1969a) identificó como Basalto VI (Basalto Tromen).

Imbar *et al.* (1994) registraron edades C^{14} de 200 ± 90 años en troncos carbonizados contenidos en una colada que alcanza la margen sur del lago Epulafquen, al oeste de Junín de los Andes. De acuerdo con esta información y con lo expresado por Groeber (1946: 204), son erupciones holocenas recientes.

Depósitos de remoción en masa (37)

Bloques, gravas, arenas

Los depósitos más importantes se encuentran en la comarca de Pino Hachado, en el curso superior del río Litrán y entre la estancia La Nevada y el paraje Lonco Luan. Otros asomos se localizan en las nacientes del arroyo Codihue y en el curso superior del río Kilca.

Son acumulaciones, adosadas a los bordes de escarpas, ocasionadas por asentamiento o deslizamiento gravitatorio de bloques de tamaño variable, grava y arena, que en algunos casos dan lugar a la presencia de un relieve muy irregular.

Al sudeste de la estancia La Nevada y en el río Kilca se ha producido el deslizamiento de laderas en-

teras depositadas diferencialmente al pie de las bardas basálticas; su aspecto escalonado da la impresión de que se trata de diferentes coladas (Fig. 41). Se considera que estos depósitos son de edad holocena.

Depósitos de bañados (38)

Arenas finas, limos, arcillas

En los sectores norte y, en menor proporción, sur de la Hoja, existen numerosos bañados (mallines), en ocasiones ocupados por aguas temporarias, en los que tiene lugar la acumulación de arenas finas, limos y arcillas. La abundante vegetación herbácea arraigada en ellos hace que constituyan los mejores campos de veranada de la comarca. Estos depósitos se atribuyen al Holoceno.

Depósitos eólicos (39)

Arenas medianas y finas

Las mayores manifestaciones se localizan en la zona nordeste de la comarca: al este de Loncopué, al sudeste de Huarenchenque y al este y nordeste del cerro Codihue. Son acumulaciones de mantos de arenas fijadas que no conforman dunas. En general están cubiertos por escasa o nula vegetación. La edad estimada es holocena.

Depósitos pedemontanos (40)

Gravas, arenas, limos, arcillas

Estos depósitos, asignados al Holoceno, se encuentran rellenando áreas deprimidas o desarrolla-

dos al pie de laderas. Están constituidos por gravas, arenas, limos y arcillas, generalmente con preponderancia de la granulometría más fina, que han sido dispersados por cursos de aguas permanentes o temporarias o por acción de la gravedad.

Depósitos fluviales antiguos (41)

Conglomerados, gravas, arenas

Consisten en depósitos de acumulación fluvial preservados como terrazas. De naturaleza conglomerádica poseen también intercalaciones de gravas y arenas, poco consolidadas, de colores gris y pardo claro. Se encuentran ampliamente desarrollados sobre la margen izquierda del río Agrío, entre Huarín-Chenque y Pozo El Gualicho. Se adjudican al Holoceno.

Depósitos aluviales y de playa lacustre (42)

Gravas, arenas, limos

Son depósitos recientes y actuales constituidos por gravas, arenas y limos que se distribuyen rellenando los valles de ríos y arroyos, habiendo sido acreados por cursos de aguas permanentes y temporarias.

3. ESTRUCTURA

3.1. UNIDADES ESTRUCTURALES

Desde el punto de vista estructural la comarca comprende parcialmente el Zócalo Volcánico del Copahue, la Faja Plegada del Agrío, la Faja Batolítica



Figura 41. Remoción en masa de la Formación Mitrauquén y el Basalto Tipilihuque en el borde oriental de la Pampa de Lonco Luan, en el río Kilca, al sur del almacén.

de Aluminé y el Macizo de Chacaicó (Braccini, 1970; Ramos, 1978).

El Zócalo Volcánico del Copahue, del cual se observa la porción sur, ocupa el área oeste de la Hoja y tiene su extremo meridional en el lineamiento Pino Hachado (N55°O). Está compuesto por un basamento de volcanitas pérmicas y sedimentitas jurásicas y neógenas que soportan a volcanitas de arco plio-pleistocenas.

La parte oriental del zócalo corresponde a una fosa, conocida como Graben de Loncopué, que se interpreta como una cuenca de intra-arco (Jordan y Burns, 1998) vinculada con un depocentro jurásico reactivado como un hemigraben durante el Neógeno inferior (Vergara *et al.*, 1997), en relación con movimientos extensionales (Ramos, 1978).

Hacia fines del Mioceno este graben habría sido invertido tectónicamente, reactivándose las estructuras compresivas ubicadas hacia el este (Faja Plegada del Agrio), y una nueva reactivación, de carácter extensional, habría ocurrido en el Cenozoico superior (Ramos y Folguera, 1999), considerando la presencia de un volcanismo holoceno de retroarco vinculado a sistemas de fracturas tensionales conjugadas, de rumbos nordeste (N40°E a N75°E) y noroeste (N45°O a N65°O).

Al este, el zócalo limita con la Faja Plegada del Agrio a través del Frente Tectónico de Loncopué (Fig. 42), de dirección general norte-sur. Acerca de este frente, no hay consenso sobre su origen y estilo tectónico ya que las opiniones se dividen entre los que sostienen que es una falla directa inclinada al oeste de edad cenozoica (Ramos, 1978; Zapata *et al.*, 1999; Ramos y Folguera, 1999; Folguera *et al.*, 2002; Folguera *et al.*, 2003) y quienes señalaron que es una falla directa pre-liásica invertida e inclinada al este (Cobbold y Rossello, 2003).

Los sistemas nordeste y noroeste antes mencionados se interpretan como líneas de debilidad del basamento pre-liásico, debidas a esfuerzos compresivos provenientes del oeste, que fueron reactivadas durante el Terciario como fracturas de desplazamiento horizontal que dislocaron al Frente Tectónico de Loncopué. En el Paleoceno ellos habrían tenido, además, una actitud de alivio tensional ya que han influenciado el enclave de las mineralizaciones conocidas en Campana Mahuida, como también han canalizado la actividad volcánica plio-pleistocena ya que varios centros efusivos se alinean según los rumbos mencionados.



Figura 42. Vista panorámica de la Fosa de Loncopué, hacia el oeste, desde las ruinas de la planta de la mina Campana Mahuida. En primer plano el valle del río Agrio, labrado sobre el Frente Tectónico de Loncopué, y los restos de la planta de la antigua mina, a la derecha; luego, en la margen derecha del río, la escarpa donde aflora la Formación Huarenchenque; por encima de ésta se observan los conos correspondientes a los centros efusivos del Basalto Malleo; al fondo se destaca el Alto de Copahue-Pino Hachado con el cordón de Los Maitenes a la izquierda (Basaltos Tipilihuque y Hueyeltué), el cordón de Las Lagunas al centro-izquierda (Basalto Huechahué), los cerros Nevado al centro y Butahuao al centro-derecha (Basalto Huechahué y la sierra Baya a la derecha (Andesita Palau Mahuida)).

De la Faja Plegada del Agrio solamente está contenido, en el este de la Hoja, su borde sudoccidental formado por sedimentitas jurásicas con plegamiento homoclinal inclinado suavemente hacia el este y elevado con respecto al Graben de Loncopué localizado al occidente.

La Faja Batolítica de Aluminé se desarrolla en el extremo sudoeste de la Hoja, hacia el sur del lineamiento Pino Hachado, continuando en dirección norte-sur. Litológicamente está compuesta por magmatitas triásicas, jurásicas y cretácicas. Desde el punto de vista de la estructura sobresalen el sistema de falla Biobío - Aluminé, de rumbo nornoroeste, y los sistemas tensionales nordeste y noroeste resaltados por el desarrollo de los valles glaciares hoy ocupados por los lagos Moquehue y Aluminé, como así también por el alineamiento de algunos centros efusivos cenozoicos.

El sistema de falla Biobío - Aluminé, que hacia el norte se prolonga en territorio chileno siguiendo el curso del río Biobío y hacia el sur sigue el curso de los ríos Aluminé y Collón Curá, inclina al oeste y constituye el límite occidental del Zócalo Volcánico del Copahue (Suárez y Empan, 1997). Al igual que el Frente Tectónico de Loncopué, se lo observa segmentado por estructuras de orientación nordeste.

El extremo septentrional del Macizo de Chacaicó se localiza en el sector sudeste de la Hoja, caracterizado por un basamento plutónico pérmico que limita la exposición, hacia el sur, de las sedimentitas mesozoicas de la Faja Plegada del Agrio. En esta unidad estructural se destacan los extremos norte de los anticlinales del Chachil y de Catán Lil, como también así el corrimiento curvado e inclinado al este del cerro Atravesada, que pone al bloque del primer anticlinal mencionado sobre el segundo, suprimiendo el sinclinal que existía entre ambos (Lambert, 1948).

Finalmente, entre el Macizo de Chacaicó y la Faja Plegada del Agrio se desarrolla un escalón intermedio delimitado por los lineamientos Zapala y Pino Hachado, donde con rumbo noroeste se ha generado un extenso campo volcánico plio-cuaternario implantado sobre depósitos jurásicos.

3.2. EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL

Los aspectos estructurales y discordancias reconocidas son resultado de la influencia de varias fases diastróficas, correspondientes a otros tantos ciclos. La presente descripción de la evolución es-

tructural de la comarca sigue –con ligeras modificaciones– el ordenamiento propuesto por Méndez *et al.* (1995). Para mayores detalles que los brindados en esta síntesis, se remite al lector al citado trabajo.

3.2.1. CICLO DIASTRÓFICO FAMATÍNICO

Este ciclo comprende los acontecimientos tectónicos ocurridos en la comarca durante el Paleozoico inferior.

Fase Oclóyica

Los movimientos de la Fase Oclóyica (*ca* 443,7 Ma) actuaron en el Silúrico dando lugar a la subsidencia de la región y creando la cuenca marina donde se depositaron los sedimentos originales de la Ectinita Piedra Santa.

Fase Precordilleránica

La Fase Precordilleránica (*ca* 385,3 Ma) provocó los movimientos compresivos que afectaron a las sedimentitas Piedra Santa, dando origen a primigenias estructuras de plegamiento y metamorfismo de bajo grado.

3.2.2. CICLO DIASTRÓFICO GONDWÁNICO

Este ciclo generó movimientos diastróficos que sobresalen por la existencia de discordancias angulares y una intensa actividad magmática. El mismo tuvo lugar desde el Carbonífero al Triásico inclusive.

Fases Chánica y Malimánica

Los movimientos de las fases Chánica (*ca* 359,2 Ma) y Malimánica (*ca* 318,1 Ma) acentuaron el metamorfismo y la deformación que ostenta la Ectinita Piedra Santa.

Fase Pituíllica

Con la Fase Pituíllica (*ca* 299 Ma) se relaciona la intrusión del Complejo Plutónico del Chachil.

Fase Sanrafaélica

Los movimientos de esta fase orogénica (*ca* 270,6 Ma) elevaron la región, provocando la discordancia

erosiva existente entre el Grupo Choiyoi y el substrato constituido por la Ectinita Piedra Santa y el Complejo Plutónico del Chachil.

Fase Huárpica

La Fase Huárpica (*ca* 251 Ma) se relacionaría con las intrusiones del Granito Moquehue y otras correlacionables. Llambías *et al.* (2007), en tanto, consideraron que a partir de esta fase comenzó un período extensional con el cual se vincula un proceso efusivo andesítico-riolítico que configura el ciclo Precuyano.

3.2.3. CICLO DIASTRÓFICO AUSTRÁLICO

El ciclo diastrófico Australico (Méndez *et al.*, 1995) comprende los eventos diastróficos que originaron y controlaron el desarrollo de la Cuenca Neuquina. Los movimientos comprendidos son predominantemente de carácter extensional y epirogénicos.

Fase Tunuyánica

Los movimientos de esta fase (*ca* 228 Ma) se caracterizan por esfuerzos traccionales que afectaron áreas cratonizadas y generaron cuencas tafrogénicas a partir de fallas preexistentes de rumbos norte, nordeste y noroeste reactivadas en forma directa, en las que se depositaron las sedimentitas continentales y materiales volcanogénicos de la Formación Lapa, cubriendo en discordancia de erosión a granitoides y a volcánicas pérmicas e iniciando el relleno de la Cuenca Neuquina en un momento de conformación incipiente.

Fase Rioatuélica

Con los movimientos de la Fase Rioatuélica (*ca* 199,6 Ma) ocurrió la subsidencia de la región y la ingresión del mar jurásico y comenzó, en depocentros aislados, la sedimentación del tramo inferior del Grupo Cuyo, en el que se encuentran elementos volcánicos originados en el arco situado a occidente de la comarca. Posteriormente, al unirse los depocentros se formó un área de sedimentación con relieve relativamente nivelado y, finalmente, sucedió un proceso de somerización llegándose a la casi total desecación de la cuenca.

Fase Loténica

A la Fase Loténica o Sanjörgica (*ca* ¿162,4? Ma) corresponde una basculación descendente y posterior somerización de la cuenca; está representada por sedimentitas fluviales, marinas y evaporíticas (Grupo Lotena) acumuladas en el lapso Calloviano medio-superior - Oxfordiano, que se asientan en discordancia sobre el Grupo Cuyo.

Fase Araucánica

Los movimientos de la Fase Araucánica (*ca* 155,7 Ma) dieron lugar a una inversión tectónica que restringió la cuenca, desarrollando la depositación de sedimentos continentales y volcanogénicos (Formación Tordillo) a partir del Kimmeridgiano en la Cuenca Neuquina. Durante el Tithoniano tuvo lugar la máxima expansión marina que se registra en la cuenca, representada por las sedimentitas de la Formación Vaca Muerta. Es también con esta fase que se vincula la intrusión de la Tonalita Santa María en el área del arco magmático al sudoeste de la cuenca.

Fase Catanlílica

Los registros litológicos posteriores al Valanginiano inferior que permiten certificar la influencia de las fases póstumas del ciclo Australico, entre las que se destaca la Fase Catanlílica, produjeron una fuerte retracción marina, con progradación de sistemas fluviales y marino someros (Formación Mulichinco), los cuales se manifiestan al este de la comarca en estudio.

3.2.4. CICLO DIASTRÓFICO ANDÍNICO

A partir del Cretácico superior sucedieron en la región los eventos diastróficos conocidos como Andínicos (Méndez *et al.*, 1995), que a través de una tendencia positiva configuraron la cordillera de los Andes y concluyeron con las ingresiones desde el Océano Pacífico.

Fase Patagonídica

Los movimientos de la Fase Patagonídica (*ca* 99,6 Ma) determinaron una importante inversión tectónica, plegando las unidades sedimentarias del Neotriásico, Jurásico y Cretácico inferior. Su carácter orogénico dio origen a una protocordillera y al desarrollo sinorogénico de capas rojas (Grupo Neuquén) hacia oriente de la comarca.

Fase Huantráiquica

Esta fase (*ca* 89,3 Ma) generó el magmatismo del Cretácico superior (Granodiorita Paso de Icalma), manifiesto en el arco magmático aflorante en el suroeste de la comarca.

Fase Calafática

Los movimientos compresivos de la Fase Calafática (*ca* 65,5 Ma) iniciaron con el Grupo Campana Mahuida la actividad magmática cenozoica en la comarca.

Fase Mapúchica

Con la compresión debida a los movimientos de la Fase Mapúchica (*ca* 55,8 Ma) se vincula el proceso subvolcánico-efusivo del Grupo Ñorquín.

Fase Incaica

Aunque los componentes litológicos no afloran en el área de la Hoja, con los movimientos de la Fase Incaica (*ca* 33,9 Ma), que en la comarca y hacia el oeste habrían tenido carácter extensional, se relacionarían los procesos que dieron lugar a la apertura de la cuenca de Cura Mallín, cuyo relleno volcanoclástico distribuido en varios depocentros se acumuló entre los 25 y 15 Ma (Folguera *et al.*, 2003).

De confirmarse con otras dataciones, se ligaría a este acontecer el proceso subvolcánico de los cuerpos mesosilíceos aflorantes en el cajón Almanza, inmediatamente al este de la Hoja, y otros no alterados situados en el depósito de cobre porfírico de Campana Mahuida, como también así la depositación de los aglomerados y piroclastitas del Miembro Carrancul de la Andesita Cayanta.

Fase Pehuénchica

Los movimientos compresivos de la Fase Pehuénchica (*ca* 15,97 Ma) dieron lugar a un alzamiento tectónico con el que se asocia la actividad volcánica del Mioceno medio. Asimismo, este alzamiento, habría provocado la depositación de la Formación Mitrauquén en el área occidental de la comarca, a comienzos del Mioceno superior, en discordancia sobre la Formación Cura Mallín en territorio chileno (Suárez y Emparan, 1997).

Fase Quéchuica

Los movimientos de la Fase Quéchuica (*ca* 7,246 Ma) fueron de carácter extensional o bien resultaron en un relajamiento extensional de la compresión anterior. A ellos se liga un proceso volcánico de tipo básico a mesosilíceo.

Fase Diaguítica

Con los movimientos de la Fase Diaguítica (*ca* 1,806 Ma) se vincula la reactivación de las estructuras extensionales previas y la actividad magmática efusiva pleistoceno-holocena, conformándose la fisonomía actual de la comarca.

4. GEOMORFOLOGÍA

En el ámbito de la Hoja se distinguen varias geoformas derivadas de procesos exógenos y endógenos que determinan paisajes compuestos. Para su descripción se ha tenido presente la contribución inédita de González Díaz y Ferrer (1986).

4.1. GEOFORMAS DERIVADAS DE PROCESOS EXÓGENOS

4.1.1. GEOFORMAS DERIVADAS DEL PROCESO FLUVIAL

4.1.1.1. Control estructural del proceso fluvial

En la comarca, los lineamientos estructurales regionales han influido en el modelado de la red de drenaje, reflejándose ello en su disposición espacial y en el conjunto de paisajes resultantes. Los procesos fluviales han sido, en la degradación del paisaje, muy sensibles a las variaciones estructurales y, de hecho, las zonas con marcadas debilidades estructurales fueron aprovechadas por los cursos de agua durante la evolución de aquél.

Así, los lineamientos de rumbos generales noroeste y nordeste dominan la orientación de distintos tramos del río Agrio, por ejemplo, que ha labrado un valle longitudinal o de rumbo, como también así la mayoría de sus afluentes. Otro tanto ocurre con los ríos Kilca - Cochicó Grande, en el sur de la comarca. En menor escala hay un control por el sistema secundario este-oeste, como por ejemplo el arroyo Codihue.

Los valles resultantes son amplios o relativamente amplios cuando están labrados en ambiente de

rocas sedimentarias, mientras que son angostos, formando en algunos casos cajones y estrechuras, en ambientes de rocas graníticas y volcánicas lávicas.

4.1.1.2. Geoformas derivadas del proceso fluvial sin mayor control estructural

Relieve múltiple en ambiente de rocas volcánicas y plutónicas

Este tipo de relieve se ha determinado en dos pequeños sectores localizados en el nordeste y en el centro-sur de la Hoja donde afloran volcanitas, cuerpos subvolcánicos y piroclastitas terciarias de los grupos Campana Mahuida y Ñorquín, en los que predomina el drenaje dendrítico hasta rectangular-angular ya que el control estructural dado por diaclasas y/o fracturas es leve.

Relieve múltiple en ambiente de rocas sedimentarias

En el sudeste de la Hoja se ha determinado este tipo de relieve que forman un arco en el extremo norte de las sierras de Catán Lil y del Chachil. Comprende las formas resultantes de la erosión, esencialmente fluvial, de sectores constituidos en su mayor parte por sedimentitas no solubles y con alguna participación de elementos finos. Se observan aquí pendientes de inclinación, pequeños espinazos y fenómenos de remoción en masa, con drenaje resecuente y subsecuente.

Terrazas fluviales

Se reconocen hasta dos niveles de terrazas elaboradas sobre depósitos fluviales antiguos a lo largo del río Agrío. Son la consecuencia de las modificaciones en la energía del sistema fluvial, interviniendo como causa los cambios climáticos pleistocenos y su influencia en el régimen de los glaciares y de los ríos que nacían en ellos.

4.1.1.3. Geoformas derivadas del proceso fluvial con control estructural

Influencia de estructuras homoclinales

Este ambiente geomórfico se reconoce al este del río Agrío y en el extremo sudeste de la Hoja, donde las sedimentitas mesozoicas tienen una disposición homoclinal hacia el este que ha influido en

el proceso fluvial, dando lugar al modelado de pendientes obsecuentes o escarpas de erosión (contrarias a la inclinación de los estratos), pendientes resecuentes o de inclinación (consecuentes con la inclinación de los bancos), cuestas, crestas homoclinales y espinazos.

En el sector nordeste de la comarca son dominantes los cursos de agua que han cortado a las escarpas de erosión formando pequeños valles obsecuentes, transversales a la estructura homoclinal, con flancos relativamente abruptos. En el sudeste, en cambio, priman los cursos de agua que siguen la pendiente homoclinal y han dado lugar a valles consecuentes, observándose además valles longitudinales, paralelos al rumbo de las capas, caracterizados por la asimetría de sus laderas debido a que una corresponde a la inclinación de los bancos y la otra contraria a esa inclinación.

Planicies estructurales lávicas

Se ubican en la meseta del Arco y en la pampa de Lonco Luan, en el centro-sur de la comarca. Son planicies controladas por mantos de lavas que actúan como protectores de las rocas subyacentes. Sobre ellas se presentan conos volcánicos y depresiones y en sus márgenes se observan escarpas de erosión activas, acumulándose a su pie el material removido por flujos y deslizamientos. Son homogéneas en su constitución y están escasamente disectadas por cursos de agua

4.1.2. GEOFORMAS DERIVADAS DE LA REMOCIÓN EN MASA

Deslizamientos

Sus mayores manifestaciones se encuentran en los sectores de Pino Hachado, Lonco Luan y Cochicó Grande. Son deslizamientos rotacionales o asentamientos ocasionados por la acción de la gravedad; los primeros se observan en los bordes de planicies volcánicas, bajo la forma de bloques o sectores marginales movilizados, al pie de la escarpa principal.

4.1.3. GEOFORMAS DERIVADAS DE LA MORFOGÉNESIS GLACIARIA

Este paisaje se localiza en el área limítrofe con Chile y en los sectores elevados ocupados por complejos volcánicos y sedimentarios, comprendiendo tanto formas erosivas como agradacionales.

Esta región cordillerana estuvo sometida durante el Pleistoceno a extenso englazamiento, cuyas formas aún pueden reconocerse a pesar a la erosión fluvial posterior que configuró un paisaje compuesto.

Se interpreta que los cordones montañosos estuvieron cubiertos por un manto de hielo de alta montaña. La reducción del mismo limitó el englazamiento al tipo glaciar de valle.

Paisaje con predominio de erosión glaciar

Este ambiente se caracteriza por un paisaje en el que predominan las diversas formas de erosión glaciar, observándose estrías, surcos y formas elongadas correspondientes a rocas aborregadas (Fig. 43). *Drumlins* rocosos son visibles, por ejemplo, en la estancia La Nevada y en Villa Moquehue.

Lo más común y sobresaliente son los circos y artesas glaciarias, reconocibles a pesar del enmascaramiento por la posterior degradación y acumulación de detritos en sus fondos y, en algunos casos, por fenómenos de remoción en masa. Los circos y artesas abandonados son numerosos en todos los cordones más elevados. Un rasgo corriente es la distinción entre el valle glaciar ubicado en el tramo superior y el valle fluvial que le sigue aguas abajo.

El modelado principal de los valles actuales del sector occidental de la Hoja se debe a la acción glaciar; ellos presentan sus característicos perfiles en U, aunque modificados por la posterior acción fluvial, advirtiéndose casos de valles colgantes.

Relacionados con la modificación por exaración glaciar de valles fluviales preexistentes se observan lagos y lagunas que deben su origen al cierre de las artesas por depósitos de *till* o a la existencia de un umbral rocoso sobre el extremo inferior de la pequeña cuenca. En la disposición de los lagos Moquehue y Aluminé hay un control determinado por líneas estructurales de rumbos nordeste y noroeste.

Paisaje con predominio de acumulación glaciar

En este ambiente se destacan principalmente los terraplenes de las morenas marginales y en algunos lugares se observa el irregular paisaje de las morenas de fondo, como sobre la margen este del lago Aluminé cubierta parcialmente, en este caso, por depósitos de la Ignimbrita Alpehué y de remoción en masa. En el valle de Pino Solo la morena de fondo se halla disectada.

Morenas frontales han permitido la formación de pequeños lagos glaciarios y las que se encuentran al sur del lago Aluminé presentan el característico relieve suave de lomadas y hondonadas. En el ángulo sudoriental de la Hoja, la laguna del cerro Atravesada (Fig. 44) constituye un excelente ejemplo de endicamiento morénico, realzado por la magnificencia del paisaje de la vertiente septentrional del cerro homónimo.

Planicies proglaciarias

Este ambiente corresponde a planicies que conforman extensas terrazas cuya superficie tiene una



Figura 43. Geoformas aborregadas producto de la erosión glaciar en la Granodiorita Paso de Icalma, presentes en el arroyo Chañy, al sur del lago Aluminé.

suave pendiente hacia el valle del río Agrio. Están constituidas por depósitos fluvioglaciares anteriores a la última glaciación pleistocena. Su escasa consolidación favoreció la erosión fluvial, la cual se canalizó abriendo valles de poca amplitud y laderas subverticales.

4.1.4. GEOFORMAS DERIVADAS DE LA MORFOGÉNESIS EÓLICA

Paisaje eólico

Corresponde a formas relacionadas con la acumulación de arenas por los vientos del oeste. Se han determinado dunas y «montones de arena» de ceniza de lapilli pumiceo, por retransporte eólico de los componentes más finos de la Ignimbrita Alpehué, que se hallan en la pampa de Lonco Luan.

Arenales que no llegan a formar médanos se distinguen al este del río Agrio, frente a Loncopué, en la pampa del Manzano, en el área que circunda al cerro Codihue y de aquí hacia el sur.

4.2. GEOFORMAS DERIVADAS DE PROCESOS ENDÓGENOS

4.2.1. GEOFORMAS DERIVADAS DE PROCESOS ERUPTIVOS

Las geofomas derivadas de un proceso eruptivo resultan, esencialmente, de la acumulación de coladas de lava y de productos volcánicos fragmentarios.

Se reconocen formas volcánicas juveniles y formas volcánicas maduras, correspondiendo las primeras a formas no degradadas por la erosión, con

evidencias de sus rasgos y estructuras volcánicas primigenias, mientras que las segundas están integradas por formas degradadas por la acción exógena.

Campos volcánicos

Son reducidos ambientes localizados en la parte nordeste de la Hoja, entre Loncopué y el arroyo Sanquicó, en los que se observa un paisaje caracterizado por planicies de acumulación de coladas basálticas relativamente jóvenes y conos volcánicos dispersos y, localmente, agrupados.

Los conos volcánicos sobresalen con forma de conos truncados, constituidos mayormente por piroclastitas que se acumularon alrededor del conducto volcánico central. Tienen configuración circular con o sin la presencia de un cráter.

Un rasgo sobresaliente de estas planicies lávicas es la escasa disección fluvial, por lo cual se ha conservado un relieve regular, prácticamente sin desigualdades.

Planicie lávica pedemontana

Esta unidad geomórfica, de características particulares, se reconoce en la parte central y sudoriental de la Hoja, desde su límite norte hasta la comarca de Carreri. Se sitúa en el piedemonte a oriente del cordón cordillerano limítrofe, presentando una configuración semejante a una rampa de superficie irregular que asciende hacia el oeste y sudoeste, relacionándose con las emisiones de los volcanes cordilleranos.

En esta planicie lávica, de gran espesor, sobresalen algunos conos volcánicos erosionados. Son frecuen-



Figura 44. Laguna del cerro Atravesada resultante de endicamiento morénico en la vertiente septentrional del cerro homónimo.

tes las depresiones ocupadas por bañados, hay valles profundos con escarpas de erosión marginales y pendientes empinadas. En sus laderas sobresalen los bancos lávicos duros sobre los de piroclastos más friables.

Geoformas volcánicas localizadas

Finalmente, existe otro elemento morfológico de origen volcánico, de carácter puntual, que constituye la Peña Negra de Haichol, en el centro de la Hoja. Es un pináculo cilíndrico correspondiente a un conducto de emisión de un volcán mioceno muy desmantelado por la erosión. Por su mayor resistencia a la degradación sobresale en el paisaje con relación al material más deleznable. Constituye un fenómeno de erosión diferencial.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica de la comarca comienza en el Paleozoico inferior con la Fase Oclóyica del ciclo diastrófico Famatínico que, en el Silúrico-Devónico inferior a medio, implantó un régimen de depositación areno-pelítico propio de un ambiente proximal de sedimentación nerítica. Estos sedimentos fueron plegados y metamorizados entre el Devónico superior y el Carbonífero superior temprano, sobreviniendo luego, en el Pérmico inferior, la intrusión de granitoides del Complejo Plutónico del Chachil que ocasionó en la unidad antes citada diversas acciones de contacto.

Entre el Pérmico inferior y superior, como efecto de los movimientos de la Fase Sanrafaélica del ciclo diastrófico Gondwánico, se produjo el levantamiento de la región. Con posterioridad a procesos erosivos que originaron una peneplanicie, los acontecimientos efusivos asociados a un régimen extensional ocurrieron en el tiempo Pérmico superior, vinculados con la fase antedicha; la actividad volcánica sucedió señalando una acidificación hacia los términos superiores del Grupo Choiyoi.

Como resultado de la Fase Tunuyánica del ciclo diastrófico Austrálico, en el Triásico superior se produjo un proceso extensional que inició el desarrollo del ciclo sedimentario mesozoico, comenzando con depósitos aluviales y volcanogénicos de la Formación Lapa, que rellenan depresiones tafrogénicas y revelan una actividad efusiva coetánea ocurrida en la zona del arco magmático, en el sector occidental, donde se encuentran intrusiones graníticas.

Durante el Liásico - Dogger, la cuenca de retroarco se profundizó debido a los movimientos de la Fase Rioatuélica, fue invadida por el mar y se inició la depositación del Grupo Cuyo. Éste comienza a definirse en el Pliensbachiano cuando comenzó la acumulación de los conglomerados y piroclastitas de la Formación Sierra Chacaicó; a su vez, en el sector occidental de la comarca se acumularon basaltos, tobas y sedimentitas marinas de la Formación Icalma, en un ambiente costero próximo al arco volcánico limitante por el oeste. En el lapso entre el Toarciano y el Bajociano inferior se produjo la sedimentación de una espesa secuencia turbidítica, la Formación Los Molles, que al estar acompañada por material tobáceo sugiere la continuación del proceso volcánico hacia occidente.

Entre el Bajociano superior y el Calloviano inferior temprano, una basculación ascendente o un retroceso del nivel del mar, dio lugar a una sedimentación regresiva en principio deltaica, la Formación Lajas, que culmina con los depósitos evaporíticos y calcáreos de la Formación Tábanos, cuya edad está comprendida en el Calloviano inferior tardío.

Un ciclo marino de transgresión-regresión similar al anterior sobrevino luego, a raíz de la Fase Loténica o Sanjörgica, durante el Dogger superior y el Malm inferior, depositándose la sucesión pelítico-calcáreo-evaporítica del Grupo Lotena entre el Calloviano medio-superior y el Oxfordiano.

En el Malm medio la Fase Araucánica dio inicio al ciclo sedimentario del Grupo Mendoza, que comenzó con los depósitos continentales, fluviales y lagunares de la Formación Tordillo, en la que sus mantos tobáceos también indican vulcanismo simultáneo. Se desarrolló luego el proceso transgresivo, a partir del Tithoniano y hasta el Valanginiano inferior, con los sedimentos pelítico-calcáreos de la Formación Vaca Muerta. Al mismo tiempo en el arco magmático que existía a occidente se produjo la intrusión de la Tonalita Santa María.

En la Hoja se registra un *hiatus* que abarca el lapso Valanginiano superior - Albiano, aunque sus depósitos se encuentran inmediatamente hacia el este de la comarca. Sin embargo se reconoce la acción de las fases Patagónica, iniciadora del ciclo diastrófico Andénico, y Huantraíquica que ocasionaron la elevación de una proto-cordillera, invirtieron el sentido de la inclinación regional de la comarca y concluyeron con las ingresiones desde el Pacífico. Como consecuencia, en el Cretácico superior las

cuenas sedimentarias neuqueniana y malalhueyana se implantaron hacia oriente.

Esta inversión tectónica provocó una intensa erosión, de tal manera que llegó a descubrir hasta las metamorfitas de edad paleozoica, y con ella se vincula una actividad magmática en la zona de arco del sector occidental de la comarca, como también así hacia el sur y en Chile, donde afloran los granitoides incluidos en la Granodiorita Paso de Icalma y otros correlacionables.

El Cenozoico se caracteriza por ser la era durante la cual la cordillera de los Andes alcanza su actual configuración.

En el Paleógeno los movimientos orogénicos de las fases Calafática, Mapúchica e Incaica iniciaron el levantamiento definitivo del cordón cordillerano y dieron lugar al comienzo del magmatismo cenozoico de una amplia región. Este magmatismo inicial en la comarca estaría señalando un desplazamiento hacia oriente del arco magmático.

En relación con la Fase Calafática, en el Paleoceno inferior sucedió el episodio magmático representado por el Grupo Campana Mahuida, que puede ser una actividad ígnea separada de la del Cretácico superior o bien una continuación de esta última.

En el Eoceno, vinculadas a la Fase Mapúchica, se produjeron intrusiones y efusiones andesíticas que se registran en la región mediante cuerpos subvolcánicos y tobas y aglomerados andesíticos del Grupo Ñorquín. A este volcanismo pueden corresponder los elementos piroclásticos del Miembro Carrancul de la Andesita Cayanta, o bien estar ellos ligados a una etapa póstuma de la Fase Incaica ocurrida en el Mioceno temprano. En este último caso, el proceso es consonante con la expansión de la cuenca de intrarco donde, en el inmediato territorio chileno y probablemente en la parte occidental de la comarca, se depositó la Formación Cura Mallín.

Posteriormente, a comienzos del Mioceno medio, los movimientos compresivos de la Fase Pehuénchica provocaron una inversión tectónica, dando lugar a una discordancia angular y de erosión sobre la cual se depositaron tobas y aglomerados andesíticos, representados por la Formación Invernada Vieja, y las volcánicas del Basalto Rancahué. Así mismo, un episodio póstumo de este alzamiento en el Mioceno superior, ocasionó la depositación de la Formación Mitrauquén en el área occidental de la comarca, en discordancia sobre la Formación Cura Mallín en territorio chileno.

El diastrofismo de la Fase Quéchuica, a partir del Mioceno superior tardío y durante el Plioceno, ya sea por extensión o bien por un relajamiento de la compresión anterior, provocó una repetición del magmatismo efusivo que adquirió una gran extensión areal, manifestándose en la zona con los materiales básicos del Basalto Tipilihuque. También son expresión de esos acontecimientos, las tobas, aglomerados y lavas andesíticas del Grupo Las Lajas del Plioceno-Pleistoceno.

Durante el Cuaternario, los movimientos de la Fase Diagútica generaron las expresiones finales del volcanismo cenozoico. Los procesos glaciares de mediados y fines del Pleistoceno se reconocen por sus formas de abrasión y acumulación en el área cordillerana. Durante el Holoceno se implantó un volcanismo basáltico de retroarco en el Graben (o Fosa) de Loncopué, registrándose también fases acumulativas aluviales y coluviales con formación de terrazas en las márgenes de los ríos principales, ligadas a cambios del nivel de base que profundizaron esos cauces.

6. RECURSOS MINERALES

Los recursos minerales en el ámbito de la Hoja son escasos. Con respecto a los depósitos metalíferos fueron relevantes en el pasado las mineralizaciones plumbíferas de Campana Mahuida y Carreri.

Desde el punto de vista económico solamente reviste interés la mineralización de tipo pórfiro cuprífero de Campana Mahuida, que constituye un recurso potencial para la comarca ya que por su bajo volumen de reservas no es económico en este momento, y los yacimientos de baritina próximos a Loncopué.

6.1. DEPÓSITOS DE MINERALES METALÍFEROS

Cobre

La mineralización cuprífera de la comarca se vincula con el magmatismo del Paleoceno, reconociéndose en este evento solamente el depósito de tipo pórfiro cuprífero Campana Mahuida.

Se ubica en el paraje del mismo nombre, sobre el faldeo sudoeste del cerro Tres Puntas. Desde la localidad de Loncopué, en el norte de la Hoja, se accede recorriendo 15 km por camino de tierra, que por la margen izquierda del río Agrío conduce a

CUADRO - INDICIOS Y OCURRENCIAS MINERALES DE LA HOJA 3972-II, LONCOPUÉ.

N°	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRÁFICA	EDAD	MINERALOGÍA	LABORES MINERAS
				X	Y						
1	Oro	Doña Evangelina	Villa Moquehue	71°01'60"	38°57'15"	3972-17	Granitoídes	Granodiorita Paso de Icalma	Cretácico	Q, Au	Labores a cielo abierto
2	Granito		Lonco Loan	71°01'16"	38°57'35"	3972-17	Granitoídes	Granodiorita Paso de Icalma	Cretácico		Labores a cielo abierto
3	Granito		Lonco Loan	71°00'58"	38°58'12"	3972-17	Granitoídes	Granodiorita Paso de Icalma	Cretácico		Labores a cielo abierto
4	Plomo	Ceferino Namuncurá	Las Horquetas	70°48'11"	38°26'28"	3972-12	Andesita	Basalto Tipilihuque	Plioceno	Ga,Py,Q,Lim	Labores a cielo abierto
5	Piedra pómez		Lonco Loan Chico	70°52'50"	38°53'16"	3972-18	Toba	Ignimbrita Alpehué	Holoceno		Labores a cielo abierto
6	Barritina	E.M. Gabriela	Arroyo Mulichinco	70°31'59"	38°00'07"	3972-06	Pelitas	Formación Los Molles	Jurásico	Ba	Destapes
7	Barritina	Carolina	Arroyo Mulichinco	70°31'38"	38°00'15"	3972-06	Pelitas	Formación Los Molles	Jurásico	Ba	Destapes
8	Barritina	Manzano Silvestre	Arroyo Mulichinco	70°31'10"	38°00'29"	3972-06	Pelitas	Formación Los Molles	Jurásico	Ba	Destapes
9	Plomo-Cinc	La Silvita	Pedregoso Norte	70°32'10"	38°01'22"	3972-06	Areniscas	Formación Los Molles	Jurásico	Ga,Sph,Cp,Py,Au,Lim,Q	Labores de explotación
10	Barritina	Los Alamos	Pedregoso Norte	70°32'13"	38°01'02"	3972-06	Areniscas	Formación Los Molles	Jurásico	Ba	Destapes
11	Barritina	Los Alerces	Pedregoso Norte	70°32'13"	38°01'02"	3972-06	Areniscas	Formación Los Molles	Jurásico	Ba	Destapes
12	Barritina	La Rosita (vetas)	Pedregoso Norte	70°31'50"	38°01'51"	3972-06	Areniscas	Formaciones Lajas y Lotena	Jurásico	Ba,Py,Sph,Q,Ca,Sid,Lim	Rajos y labores subterráneos
		La Rosita (mantos)									
13	Barritina	Finocha	Pedregoso Norte	70°31'50"	38°02'13"	3972-06	Calizas	Formación Tábanos	Jurásico	Ba,Ca	Labores subterráneos
14	Barritina	El Rosario	Mallín Blanco	70°31'15"	38°02'39"	3972-06	Areniscas	Formación Lotena	Jurásico	Ba,Lim	Destapes
15	Barritina	La Florcita	Mallín Blanco	70°31'44"	38°02'50"	3972-06	Calizas y areniscas	Formaciones Tábanos y Lotena	Jurásico	Ba,Lim	Labores subterráneos
16	Barritina	31 de Marzo	Mallín Blanco	70°30'11"	38°02'57"	3972-06	Areniscas	Formación Tordillo	Jurásico	Ba,Lim	Destapes
17	Plomo	La Dorita	Mallín Blanco	70°31'21"	38°03'09"	3972-06	Areniscas	Formación Lotena	Jurásico	Ga,Sph,Py,Lim,Q	Labores subterráneos
18	Barritina	Los Pocitos	Las Calles	70°32'37"	38°03'16"	3972-06	Calizas	Formación Tábanos	Jurásico	Ba,Lim	Labores subterráneos
19	Barritina	Loncopué II	Las Calles	70°32'25"	38°03'13"	3972-06	Calizas	Formación Tábanos	Jurásico	Ba,Lim	Destapes
20	Barritina	Don Ricardo	Mallín Blanco	70°31'44"	38°03'05"	3972-06	Calizas	Formación Tábanos	Jurásico	Ba,Lim	Destapes
21	Barritina	Loncopué V	Mallín Blanco	70°31'13"	38°03'20"	3972-06	Areniscas	Formación Lotena	Jurásico	Ba,Lim	Destapes
22	Plomo	Agrupamiento Campana Mahuida	Campana Mahuida	70°33'11"	38°11'00"	3972-06	Pelitas, areniscas y andesitas	Formaciones Los Molles, Lotena y Andesita El Sillero	Jurásico y Paleoceno	Ga,Ag,Sph,Py,Cer,Ang, Smi,Lim,Oxnm,Q,Ba,Ca	Labores subterráneos y a
23	Cobre	Campana Mahuida	Cerro Tres Puntas	70°31'27"	38°11'43"	3972-06	Areniscas y andesitas	Formación Tordillo y Andesita El Sillero	Jurásico y Paleoceno	Cp,Bo,Mo,Mag,Pb,Au,Py, Ten,DeLa,Mj,Cris,Tq,Br, Cup,Cu,Tn,Lim,Cc,Cv,Q	Perforaciones, pique y galerías de explotación
24	Barritina	Josefa - María Eugenia	Campana Mahuida	70°32'05"	38°12'13"	3972-06	Areniscas	Formación Lotena	Jurásico	Ba,Lim	Destapes
25	Barritina	El Puente	Campana Mahuida	70°32'43"	38°12'20"	3972-06	Areniscas	Formación Lajas	Jurásico	Ba,Lim	Destapes
26	Barritina	Sarita	Campana Mahuida	70°32'08"	38°12'28"	3972-06	Areniscas	Formación Lotena	Jurásico	Ba,Lim	Destapes

CUADRO - INDICIOS Y OCURRENCIAS MINERALES DE LA HOJA 3972-II, LONCOPUÉ (CONTINUACIÓN).

N°	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES MINERAS
				X	Y						
27	Hierro	J.R.	Pedregoso Sur	70°31'30"	38°12'42"	3972-06	Calizas	Formación La Manga	Jurásico	Hem.Py,Cp,Lim	
28	Hierro	La Angosta	Pedregoso Sur	70°31'27"	38°14'19"	3972-06	Calizas	Formación Lotena	Jurásico	Hem.Py,Cp,Lim	
29	Hierro	La Miseria (La Candelaria)	Pedregoso Sur	70°31'16"	38°14'26"	3972-06	Calizas, areniscas y andesitas	Formaciones La Manga, Lotena y Andesita El	Jurásico	Hem.Mag.Py,Cp,MI,Az	Labores a cielo abierto
30	Hierro	La Espinosa II	Pedregoso Sur	70°31'04"	38°15'00"	3972-06	Calizas	Formación La Manga	Jurásico	Hem.Py,Cp,Lim	
31	Azufre	El Bayo	Cerro Las Lajas	70°35'25"	38°47'35"	3972-18	Volcanitas	Andesita Palau Mahuida	Plioceno	S	
32	Manganeso	La Casualidad	La Atravesada	70°32'59"	38°54'15"	3972-18	Caliza, toba	Formación Sierra Chacanco	Jurásico	Mn,Mag,Hem,Lim,Q,Cld	Destapes
33	Plomo	Carreri II	Arroyo Carreri	70°32'43'	38°54'59"	3972-18	Volcanitas	Grupo Choiyoi	Pérmico sup.- Triásico medio	Ga,Sph,Cp,Py,Ars, Au,Tn, Ttr,Po,Cv,Dig,MI,A	Labores subterráneas y rajo
34	Plomo	Carreri IV	Arroyo Carreri	70°32'13"	38°54'59"	3972-18	Volcanitas	Grupo Choiyoi	Pérmico sup.- Triásico medio	Ga,Sph,Cp,Py,MI,A Z,Lim,	Destapes
35	Plomo	La Perla	Arroyo Carreri	70°33'17"	38°55'37"	3972-18	Volcanitas	Grupo Choiyoi	Pérmico sup.- Triásico medio	Ga,MI,Az,Lim,Q,Ca,Ba	Destapes
36	Plomo	La Celosa	Arroyo Carreri	70°32'13"	38°55'22"	3972-18	Granito	Complejo Plutónico del Chachil	Pérmico inferior	Ga,MI,Az,Lim,Q,Ca,Ba	Destapes
37	Plomo	Carreri III	Arroyo Carreri	70°32'25"	38°55'51"	3972-18	Granito	Complejo Plutónico del Chachil	Pérmico inferior	Ga,Sph,Cp,Py,MI,A Z,Lim,	Destapes
38	Plomo	Carreri - Carreri TG	Arroyo Carreri	70°32'59"	38°56'50"	3972-18	Granito y conglomerado	Complejo Plutónico del Chachil	Pérmico inferior	Ga,Sph,Cp,Py,Ars, Au,Tn, Ttr,Po,Cv,Dig,MI,A	Labores subterráneas y rajo

ABREVIATURAS: Ag= plata, Ang= anglesita, Ars= arsenopirita, Au= oro, Az= azurita, Ba= baritina, Bo= bornita, Br= brocantita, Cld= calcedonia, Ca= calcita, Cc= calcosina, Cel= celestina, Cer= cerussita, Cp= calcopirita, Cris= crisocola, Cu= cobre nativo, Cup= cuprita, Cv= covellina, Dela= delafossita, Dig= digenita, Ga= galena, Garg= galena argentífera, Hem= hematita, Lim= limonita, Mag= magnetita, MI= malaquita, Mo= molibdenita, Oxmn= óxidos de manganeso, Po= pirrotina, Py= pirita, Q= cuarzo, S= azufre, Sid= siderita, Smi= smithsonita, Sph= esfalerita, Ten= tenorita, Tn= tennantita, Tq= turquesa, Ttr= tetraedrita.

Huarenchenque hasta la escuela de Campana Mahuida, y desde allí se continúa 8 km por camino para vehículos de doble tracción.

En el sitio afloran areniscas de grano mediano a fino, de colores gris blanquecino y verde oliva, de la Formación Lotena (Calloviano superior - Oxfordiano inferior); le sobreyacen en discordancia calizas y brechas calcáreas, de colores gris claro a blanco, de la Formación La Manga (Oxfordiano). Siguen en concordancia areniscas de grano mediano a fino, arcilitas y lutitas, de colores rojo violáceo y pardo amarillento, con intercalaciones de areniscas tobáceas y tobas de la Formación Tordillo (Kimmeridgiense). El conjunto es intruido por las magmatitas del Grupo Campana Mahuida (Paleoceno), integrado por granodiorita, diorita y pórfiro tonalítico de la Granodiorita Tres Puntas y cuerpos hipabisales de pórfiro andesítico y dacita de la Andesita El Sillero, la cual también intruye a la Granodiorita Tres Puntas.

De acuerdo con Zanettini (1979a, 1979b) y Chabert y Zanettini (1999), con la Granodiorita Tres Puntas se relaciona el metamorfismo de contacto que decoloró y transformó en calizas cristalinas a las rocas de la Formación La Manga y en *hornfels* y pizarras a las sedimentitas de las formaciones Lotena y Tordillo, mientras que los procesos de alteración hidrotermal y mineralización que afectan al conjunto se vinculan a la Andesita El Sillero. Esta última, localmente, ha ocasionado un reemplazo total de las calizas de la Formación La Manga por cuarzo, ópalo y calcedonia, formándose también pequeños cuerpos de *skarn* de hierro.

En la parte central del depósito se observa un intenso fracturamiento craquelado que afecta a los metasedimentos de la Formación Tordillo. A mayor escala se distinguen dos sistemas de fracturamiento compuestos por fallas tensionales subverticales, de rumbos NNE y ONO, que condicionaron la intrusión de la Andesita El Sillero y parcialmente la distribución de la alteración hidrotermal.

Las alteraciones hidrotermales muestran la característica zonación para este tipo de yacencia mineral: una zona interna de silicatos de potasio es rodeada por una intermedia fílica y ésta, a su vez, por otra externa propilítica. Sus límites son transicionales y no guardan relación en sus formas, lo cual se debería a un control litológico-estructural y a la distribución de la Andesita El Sillero en el subsuelo. La alteración de silicatos de potasio (biotita-feldespato potásico-sericita-cuarzo-turmalina incolora) afecta

con mayor intensidad a las rocas de la Andesita El Sillero y de la Formación Tordillo, haciéndolo en menor grado a las de la Granodiorita Tres Puntas. La alteración fílica (sericita-cuarzo-pirita-moscovita-turmalina negra) se advierte en las mismas rocas y en menor proporción en las de las formaciones La Manga y Lotena. La alteración propilítica (clorita-epidoto-calcita-cuarzo) afecta a todas las litologías del depósito.

En las zonas de alteración potásica y fílica, la mineralización consiste en calcopirita, bornita, cobres grises, molibdenita, magnetita, pirrotina, oro y pirita, que se disponen de manera diseminada, en microvenillas y en venillas con o sin cuarzo; en la zona potásica domina la diseminación, mientras que en la fílica sobresale el venilleo. En la zona propilítica solamente se hallan venillas y escasa diseminación de pirita y, muy subordinada, magnetita.

Los minerales oxidados y los sulfuros supergénicos de cobre se distribuyen en tres zonas verticales con desarrollo controlado por la alteración-mineralización hipogénica y por la fracturación. La zona de lixiviación tiene un espesor máximo de 70 m en la periferia del depósito, encontrándose en ella goethita, jarosita, hematita y ferrimolibdita. La zona de oxidación supera los 50 m de potencia y desaparece hacia la periferia; contiene tenorita, delafossita, malaquita, crisocola, escasa turquesa y brocantita, muy escasa cuprita, cobre nativo y tennantita y limonitas. Los minerales oxidados de cobre se hallan como relleno de fracturas. De manera neta o transicional se pasa a la zona de cementación, cuyos mayores espesores sobrepasan los 50 m, coincidiendo su distribución con los más altos tenores hipogénicos de cobre y, por lo tanto, con la zona de alteración potásica y borde interno de la zona fílica; en ella están presentes calcosina y escasa covellina, que se encuentran diseminadas, en venillas y en pátinas.

Fuera del depósito se localizan las yacencias vetiformes de galena, baritina y hematita que conforman un sistema satelitario (agrupamiento Campana Mahuida, mina La Miseria), descrito en otros ítems de este capítulo.

Los tenores hipogénicos en la zona de alteración potásica son de 0,52 a 0,11% Cu, 48 a 7 ppm Mo y 0,27 a 0,10 g/t Au y en la zona fílica 0,20 a 0,11% Cu, 2 ppm Mo y 0,02 g/t Au.

En 1997 el Grupo Minero Aconcagua SA efectuó una estimación de recursos calculando sólo el mineral lixiviable de las zonas de oxidación y de enriquecimiento supergénico, que arrojó en total 29.010.000 t medidas-indicadas con ley de 0,48%

Cu total y 11.180.000 t inferidas con ley de 0,50% Cu total, siendo de 194.330 t el cobre contenido.

El yacimiento fue hallado e investigado de manera preliminar durante el desarrollo del Plan Cordillerano (1966-1968) y posteriormente profundizados los estudios por Falconbridge SAMA, Dirección General de Fabricaciones Militares, Cormine SEP, Recursos Americanos Argentinos SA y Grupo Minero Aconcagua SA. Sobre él se realizaron estudios geológicos, geoquímicos de rocas, suelos y sedimentos de corriente, geofísicos de polarización inducida y magnetometría, un pique y galerías, 6848 m de perforaciones a diamantina y 7110 m de perforaciones por aire reverso, que se completaron con ensayos metalúrgicos, cálculo de reservas, plan de minado y perfil de prefactibilidad.

Hierro

Los depósitos ferríferos en la comarca se enmarcan dentro del tipo *skarn*. Se localizan en el nordeste de la Hoja, al este del río Agrio, inmediatamente al sur y sudeste del pórfiro cuprífero Campana Mahuida, del cual constituyen una expresión lateral asociada, distribuidos en una faja de dirección noroeste a nor-noroeste de unos 6,5 km de longitud por 600 a 800 m de ancho.

Desde la localidad de Loncopué se accede recorriendo 15 km por un camino de tierra que conduce a Huarenchenque hasta la escuela de Campana Mahuida, desde donde se continúan 8 a 10 km por camino para vehículos doble tracción. Se ubican allí las minas J.R., La Angosta, La Miseria (Candelaria) y La Espinosa II, de las que sobresale la penúltima.

De acuerdo con Zanettini (1979a, 1979b) y Franchini (1999), en el sector de las yacencias se encuentran areniscas grises de la Formación Lotena (Calloviano superior - Oxfordiano inferior) y calizas grises y blanquecinas de la Formación La Manga (Oxfordiano), intruidas por diques y filones capa de composición andesítica de la Andesita El Sillero (Paleoceno). A estos cuerpos subvolcánicos se vincula la formación de *skarns* y cuerpos de sílice opalizada-pirita, de colores blanco, gris, ocre, rojo claro a oscuro y pardo claro a oscuro, en los calcáreos y, subordinadamente, en las areniscas, como también así la mineralización.

El yacimiento La Miseria (antes Candelaria) se ubica en el faldeo sudoeste del cerro Pedregoso. A la fecha está prácticamente agotado. El depósito

se elonga en dirección nor-noroeste, alcanzando unos 650 m de longitud por 150 m de ancho promedio, y se compone de *skarn* granatífero, acompañado por epidoto, cuarzo, calcita y pirita, y concentraciones de minerales de hierro, de hasta un metro de espesor.

Varios cuerpos silíceos de forma irregular, de hasta 50 m de largo por 30 m de ancho, con estructura brechosa dominante, reemplazan a las calizas y al *skarn*. Están compuestos por sílice criptocristalina con pirita, jaspe, ópalo, calcedonia y cuarzo cristalino.

Las intrusiones de andesitas se hallan localmente reemplazadas por lentes de epidoto-piroxeno-calcopirita.

La mineralización hipogénica está constituida por hematita en agregados hojosos, magnetita tabular, pirita y calcopirita, mientras que la secundaria la componen limonitas silíceas (goethita dominante), malaquita y azurita.

Los análisis químicos realizados por Angelelli (1950) en muestras de hematita indicaron los siguientes tenores: Fe 54,80%, TiO₂ vestigios, residuo insoluble 11,80%. En muestras de sílice ferruginosa revelaron 47,50% Fe, pérdida al rojo 10,70%, residuo insoluble 19,50%. Sobre muestras seleccionadas de ópalo ocre a pardo arrojaron 27,90% Fe, pérdida al rojo 9,15%, residuo insoluble 58,65%, y en limonitas silíceas 55% de hierro.

La geoquímica de muestras de cuerpos de sílice opalizada-pirita señala entre 0,1 y 0,28 g/t Au y de 70 a 500 ppm Cu (Franchini, 1999).

El estudio del yacimiento se realizó mediante trincheras y piques de poca profundidad; en 1991 la Dirección Provincial de Minería del Neuquén (Danieli, 1991) llevó a cabo estudios magnetométricos que indicarían continuidad del depósito en profundidad hacia el este. La explotación del mismo se efectuó a cielo abierto.

Manganeso

En la Hoja se encuentra solamente un depósito de manganeso, denominado La Casualidad, que se sitúa al noroeste del cerro Atravesada (véase Fig. 11). Al mismo se accede, desde la ciudad de Zapala, recorriendo 50 km por la ruta provincial 13, pavimentada, hasta Primeros Pinos y desde allí se continúan 5,5 km por huella de tierra hacia el sur.

En el sitio aflora la Formación Sierra Chacaicó (Jurásico inferior) compuesta por areniscas, tobas dacíticas y calizas grises, intensamente silicificadas.

De acuerdo con Leanza *et al.* (1990b), el ya-

cimiento consiste en capas lentiformes de *chert* manganesífero y ferrífero, alojadas en caja calcáreo-tobácea de la unidad nombrada, de 0,10 a 0,50 m, localmente 0,80 m, de potencia, distribuidas en una corrida visible de 150 m de longitud.

El *chert* manganesífero es de color negro, muy duro, con brillo vítreo y algo estratificado, formado por calcedonia y cuarzo con delgadas venillas paralelas de magnetita, minerales de manganeso, hematita y limonita.

El *chert* ferrífero es de color rojo, con estratificación fina, observándose una alternancia de *chert* ferruginoso con delgadas capas de hematita y finas capas de *chert* manganesífero.

El estudio químico de una muestra de mineral indica 26,45% Mn, 9,35% Fe, 27,20% SiO₂, 0,15% Al₂O₃, 3,15% CaO, 0,25% MgO, 0,20% S, 0,32% Zn, 75 ppm Cu, 1.250 ppm Pb y 20 ppm Ni. Otros análisis señalan hasta 35% de manganeso. En el yacimiento sólo se han realizado labores superficiales de exploración.

Oro

No se conoce explotación aurífera en la comarca, aunque en la Dirección General de Minería del Neuquén consta legalmente declarado un depósito filoniano epitermal denominado Doña Evangelina, situado en las nacientes del arroyo Ralihuén, al sudeste de Villa Moquehue. El acceso al lugar es dificultado por la vegetación boscosa y solamente se puede realizar en animales de silla desde la villa nombrada.

Se carece de información geológica sobre él, pero se sabe que en rocas graníticas de la Granodiorita Paso de Icalma (Cretácico superior) se presentan pequeñas, aunque abundantes, venillas de cuarzo con limonita y oro, de rumbo oeste-noroeste, estando la roca de caja intensamente propilitizada (J.C. Danderfer, 2002, comunicación epistolar).

Plomo

Se encuentran yacimientos de plomo al sur de Loncopué y al nordeste y sudeste del cerro Atravesada, correspondiendo a los agrupamientos mineros Campana Mahuida y Carreri. Otros, sin interés económico, se sitúan al sur del arroyo Codihue (Ceferino Namuncurá) y al nordeste de Loncopué (La Silvita y La Dorita).

El agrupamiento Campana Mahuida se ubica 15 km al sur de Loncopué, accediéndose por la ruta provincial 33, de tierra, y camino secundario hasta la escuela del paraje Campana Mahuida.

Descubierto en 1882 por mineros chilenos, comprende las vetas Lastenia, Teresa, María, Carmen (labores Gemma, 45 y La Chilena), Temis, Belén, Carmela, Cándida y Amelia (labores Alicia, Carola, Kim, Amelia y Cacique), depósitos éstos de carácter hidrotermal filoniano ligados al magmatismo paleoceno.

De acuerdo con Zanettini (1979a) y las observaciones recientes, en el área afloran lutitas, arcilitas calcáreas y areniscas finas, de color gris oscuro, de la Formación Los Molles (Toarciano - Bajociano medio), sobre la que yacen en concordancia e interdigitados conglomerados polimícticos, areniscas conglomerádicas y areniscas gruesas, de color pardo claro por meteorización, de la Formación Lajas (Bajociano medio - Calloviano medio). La Formación Los Molles está en contacto tectónico con conglomerados polimícticos y areniscas gruesas, color pardo por meteorización, de la Formación Lotena, a la que siguen calizas y margas, color gris oscuro, de la Formación La Manga (Oxfordiano). El conjunto está intruido por filones capa y diques de andesitas, color gris verdoso, de la Andesita El Sillero (Paleoceno). Finalmente, basaltos pleistocenos cubren en parte a las entidades mencionadas.

Según Angelelli (1950) y Fernández Lima y Monchablón (1970), la mineralización constituye filones epitermales que encajan en las formaciones Los Molles y Lajas y en la Andesita El Sillero de manera casi paralela, que ocupan fracturas de rumbo general oeste-noroeste e inclinación dominante al nordeste de 65° a vertical, y se emplazan en una zona de cizalla. Las vetas Teresa, Carmen, Temis y Belén se alojan en andesita, Carmela lo hace en el contacto sedimentos - andesita y las restantes en las sedimentitas.

En la parte superficial los contactos con la roca de caja son netos; tienen longitudes de 150 a 600 m, en corridas discontinuas de hasta 2000 m (vetas Lastenia, Amelia y Cacique), con espesores entre decímetros y 1,60 metros. Dentro de esta potencia se presentan venas, de estructura bandeada o brechosa cuando están bien constituidas, y/o venillas paralelas mineralizadas, de ancho variable entre pocos milímetros y 15 centímetros. En profundidad, las vetas tienen contactos mal definidos, alcanzan hasta dos metros de espesor y están compuestas por venillas paralelas dentro de la roca encajante.

Oblicuamente a este sistema se localiza otro constituido por venillas que se unen o ramifican, cuyas potencias varían desde pocos milímetros hasta 10 centímetros. Ambos sistemas se entrecruzan y dan lugar a un entramado, en ocasiones sigmoidal.

El mineral primario consiste en galena argentífera, de grano grueso a fino, en delgadas guías, lentes o pecas, escasa esfalerita y pirita, en ganga de cuarzo, baritina, calcita y ópalo; la baritina y la calcita se hallan como guías, venas o relleno de cavidades.

La mineralización secundaria se distribuye en una zona de oxidación cuya profundidad alcanza en las labores entre 37 y 60 m, por lo que posiblemente tenga mayor extensión vertical. Está constituida por cerussita, con elevado contenido en plata, anglesita, smithsonita, óxidos de manganeso, hematita y limonita. Los minerales de hierro y manganeso forman en superficie un característico sombrero de hierro de colores ocre, pardo rojizo y pardo negruzco.

La roca encajante de los filones está decolorada; contiene diseminación de pirita e impregnación de cerussita y smithsonita.

Las leyes de mineral, sobre muestras tomadas en canaleta en las vetas principales, arrojaron los siguientes tenores medios ponderados, Veta Lastenia: 22,78 % Pb, 646 g/t Ag; Veta Carmen: 23,30 % Pb, 2,95 % Zn, 575,30 g/t Ag; Veta Amelia: (labor Cacique) 22,47 % Pb, 18,14 % Zn, 554,47 g/t Ag. Los estudios realizados por Fernández Lima y Monchablón (1979) indicaron que existe una variación negativa de las leyes de plomo hacia profundidad.

A la fecha la veta Lastenia está agotada, mientras que en Carmen restan 1550 t y en Cacique 25.829 t de mineral.

Los filones principales fueron trabajados mediante rajos, trincheras y 2876 m de labores subterráneas en varios niveles que alcanzaron entre 40 y 65 m de profundidad, mayormente sobre veta, durante el lapso 1947-1962. El yacimiento contó con campamento, talleres y planta de concentración para 50 t/día de minerales complejos que solamente operó intermitentemente entre 1958 y 1962.

Hacia el sudeste del agrupamiento filoniano Campana Mahuida, emplazadas dentro de la misma faja de cizalla de rumbo oeste-noroeste, se encuentran afloramientos vetiformes de baritina-galena y hematita-limonita que han sido puestos al descubierto por pequeños destapes. Estos y aquél constituyen un sistema filoniano satélite del pórfiro cuprífero Campana Mahuida antes descrito (Zanettini, 1979b).

El agrupamiento Carreri se sitúa inmediatamente al nordeste y sudeste del cerro Atravesada, sobre ambos flancos del curso superior del arroyo Carreri. Desde la ciudad de Zapala, se accede recorriendo 35 km por la ruta provincial 13, pavimentada, hasta el puente sobre el arroyo nombrado, desde donde se arriba a la estancia Carreri y de allí se continúa en animales de silla.

El agrupamiento comprende yacencias de tipo hidrotermal filoniano, posiblemente vinculadas al magmatismo paleoceno, que constituyen las minas Carreri, Carreri II, Carreri III, Carreri IV, Carreri T.G., La Perla y La Celosa; Carreri II y Carreri T.G. han sido las de mayor explotación y esta última la descubridora del distrito.

En el área aflora un granito de color gris blanquecino del Complejo Plutónico del Chachil (Pérmico inferior), sobre el cual se hallan conglomerados oscuros con intercalaciones de areniscas micáceas del Conglomerado Carreri (Lambert, 1956), que en este trabajo se incluye en la Formación Lapa (Triásico superior)

Según Aparicio (1960), la mineralización constituye varios filones epitermales, aproximadamente paralelos, que encajan en el granito y, en menor escala, en el conglomerado, ocupando fracturas de rumbo general oeste-noroeste e inclinación de 45° NE a subvertical; existen también vetas de rumbo nordeste, verticales. Tienen una longitud de hasta 260 m, con potencias entre 0,05 y 0,45 m, excepcionalmente 1,00 a 1,20 m, y hasta 2,00 m en las intersecciones entre ellas. La estructura es brechosa, formada por mineral de mena, cuarzo y roca de caja, y/o de venillas de hasta 25 cm de espesor; en Carreri III se observan venillas delgadas, entrelazadas a manera de un *stockwork* de 10 a 12 m de ancho.

Danieli *et al.* (1979) señalaron que el mineral hipogénico consiste en galena argentífera, de grano grueso, esfalerita, calcopirita, pirita, arsenopirita, escasos oro, tennantita, tetraedrita, pirrotina, covellina y digenita, en ganga de abundante cuarzo, calcita, baritina y roca de caja; en profundidad aumenta el contenido de pirita.

La mineralización secundaria está compuesta por malaquita, azurita, calcosina, arseniatos de hierro y cobre, siderita, hematita, limonitas y óxidos de manganeso; los tres últimos forman en superficie sombreros de hierro de color ocre a pardo negruzco.

Las leyes de mineral, sobre muestras tomadas por Aparicio (1960) en las vetas principales, proporcionaron los siguientes tenores medios, Carreri II:

34,12 % Pb, 10,60 % Zn, 556 g/t Ag; en las colas se obtuvieron 14,35 % Pb, 24,9 % Zn, 165 g/t Ag. En Carreri T.G. : 34,80 % Pb, 21,60 % Zn, 380 g/t Ag. En Carreri IV : 61,50 % Pb, 0,2 % Zn, 960 g/t Ag. El estudio realizado por el autor citado en la mina Carreri II sugiere que los valores de plomo se mantienen uniformes hacia profundidad, mientras que disminuyen las leyes de cinc y plata.

Los filones principales fueron trabajados mediante rajos y labores subterráneas mayormente sobre veta; en Carreri T.G. se realizó una galería de 260 m, un pique de 5 m y un rajo; en Carreri II, 4 galerías en otros tantos niveles que totalizan 187 m, un chiflón, un rajo y piques. En Carreri III solamente se ejecutaron destapes superficiales y en Carreri IV un socavón de 6 metros.

El yacimiento contó con campamento y una precaria instalación para concentración del mineral plumbífero de Carreri II y Carreri T.G. (Angelelli, 1984).

En el sector nororiental de la Hoja se encuentra el yacimiento La Silvita, conocido desde mediados de la década de 1940. Se sitúa a siete kilómetros al noreste de la localidad de Loncopué, desde la cual se accede por la ruta provincial 32, de tierra, y huella para vehículos simple tracción.

De acuerdo con JICA (1982), el depósito consiste en un filón de 200 m de longitud y 0,35 m de ancho, que se aloja en el contacto entre areniscas de la Formación Los Molles (Jurásico) y cuerpos andesíticos subvolcánicos de la Andesita El Sillero (Paleoceno).

La mineralización epitermal constituye una veta compuesta por galena, esfalerita, calcopirita y piritita en ganga de cuarzo y la roca encajante muestra una zona de alteración arcillosa de 5 a 10 cm de ancho, que localmente alcanza a un metro. Las leyes de mineral indican 4,18% Pb, 3,44% Zn, 0,34% Cu; 8,2 g/t Au y 3 g/t Ag.

6.2. DEPÓSITOS DE MINERALES INDUSTRIALES

Azufre

No se conocen explotaciones de azufre en la comarca, pero legalmente declarado consta un depósito de este elemento denominado El Bayo. Se halla situado en las nacientes del arroyo Liu Cullín, al noreste del cerro Las Lajas, en ambiente de rocas volcánicas representadas por la Andesita Palau Mahuida (Plioceno superior). El acceso al sitio es posible en

animales de silla desde la estancia Llamuco (al este de la Hoja) o desde Primeros Pinos. La información disponible, brindada por la Dirección General de Minería del Neuquén, solamente dice que se trata de impregnaciones de azufre diseminado probablemente originado en emanaciones sulfurosas.

Baritina

Los depósitos y manifestaciones de baritina de mayor interés se circunscriben al sector nororiental de la Hoja, donde se conocen las minas La Rosita, Finocha, La Florcita, Los Pocitos y Don Ricardo y las manifestaciones E.M. Gabriela, Carolina, Manzano Silvestre, San Marcos, Los Álamos, Los Alerces, El Rosario, 31 de Marzo, Loncopué II y Loncopué V, además de otros yacimientos localizados inmediatamente al norte (Hoja Andacollo) y al este (Hoja Zapala). Estos depósitos, conocidos desde mediados de la década de 1940, se sitúan entre 3 y 10 km al noreste de la localidad de Loncopué, desde la cual se accede por la ruta provincial 32, de tierra, y huellas para vehículos simple tracción.

Se diferencian dos tipos de yacencias: mantos concordantes y vetas discordantes, que responden a singénesis los primeros y a removilización y recristalización debidas a la acción de intrusiones subvolcánicas las segundas (Leanza *et al.*, 1990a; Collao *et al.*, 1997).

Según Lyons *et al.* (1978) y Brodtkorb *et al.* (1999), los mantos y lentes de baritina de La Rosita y Finocha, se asocian a la depositación de calizas, grises a blanquecinas, yeso y lutitas calcáreas de la sección media de la Formación Tábanos (Calloviano inferior). En ellos se registran las siguientes leyes: BaSO₄: 79,30 % a 86,80 %; SrSO₄: 0,17 % a 1,20 %; CaO: 0,83 % a 1,00 %; densidad: 4,20 g/cm³ (Gil, 1975; Lyons *et al.*, 1978).

Los depósitos vetiformes, que son los antes mencionados, se alojan en fracturas de rumbos oeste, oeste-noroeste, noreste y este-noreste, inclinadas hacia el sur o el norte con valores de 45° a subverticales, ocupadas en varios casos por brechas de falla cementadas por mineral. Alcanzan entre 30 y 550 m de longitud y espesores que varían entre 0,10 y 1,80 metros. Los tenores en ellos son: BaSO₄: 50,70 % a 95,45 %; SrSO₄: vestigios a 1,97 %; CaO: vestigios a 6,14 %; densidad: 3,60 a 4,00 g/cm³ (Gil, 1975; Lyons *et al.*, 1978).

El yacimiento más desarrollado ha sido La Rosita, al cual se llega desde Loncopué recorriendo dos ki-

lómetros por la ruta provincial 32 y luego 6,5 km por huella hasta las labores.

En el área afloran areniscas y conglomerados, de color blanquecino a crema, de la Formación Lajas (Bajociano medio - Calloviano medio), cubiertas en concordancia por calizas blanco grisáceas y lutitas oscuras de la Formación Tábanos (Calloviano inferior), sobrepuestas a su vez por areniscas y conglomerados de color ocre claro de la Formación Lotena (Calloviano superior - Oxfordiano medio).

El yacimiento consta de filones baríticos, alojados en las formaciones Lajas y Lotena, y mantos y lentes del mismo material, localizados concordantemente en la parte media de la Formación Tábanos.

De acuerdo con Lyons *et al.* (1978), existen 11 vetas, que ocupan fracturas de 80 a 300 m de longitud por 0,10 a 0,60 m y hasta 1,50 m de potencia, de rumbos O a O-NO, NE y ENE con inclinaciones de 50 a 88° S y de 78 a 87° N. La estructura es brechosa, y el mineral cementa clastos de caja.

Los mantos son dos, de rumbo norte e inclinados 10° a 30° E, en gran parte brechados; tienen de 0,40 a 1,40 m de potencia, alcanzando hasta 3 m, con tendencia a acuñarse donde están menos brechados. En ellos se observa un bandeo dado por la intercalación de capas de lutitas.

La mineralización consiste en baritina de grano fino, de color blanco con tintes grisáceos y cremas, y subordinada negra, translúcida, reconociéndose cuatro generaciones. La de primera generación constituye clastos en las brechas, constituida por cristales de hasta 8 cm agrupados irregularmente. La de segunda generación, en cristales de hasta 5-6 cm, cementa las brechas, sobre todo en las vetas. La de tercera generación cubre la superficie interna de fracturas y cavidades en vetas y mantos. La de cuarta generación se ha formado sobre los cristales de las anteriores, cubriendo fracturas, geodas y oquedades.

Ligadas a las dos primeras generaciones se encuentra pirita y escasa esfalerita. Limonitas y óxidos de manganeso conforman una zona de oxidación de 5 a 7 m de espesor en las vetas.

La ganga está compuesta por roca de caja, cuarzo, calcita y escasa celestina, que se asocian a las dos primeras generaciones, como también siderita y dolomita que acompañan a la mineralización póstuma.

Los estudios químicos indicados por los autores citados permiten promediar los siguientes tenores,

Vetas: BaSO₄ 91,70 %, SrSO₄ 0,1 %, CaCO₃ 1,6 %, SiO₂ 5,5 %, Fe₂O₃ + Al₂O₃ 1,7 %, densidad 4,0 g/cm³. Mantos, BaSO₄ 79,30 %, SrSO₄ 0,38 %, CaCO₃ 1,8 %, SiO₂ 9,25 %, Fe₂O₃ + Al₂O₃ 4,20 %, densidad 3,90 g/cm³. El análisis de elementos metálicos en los mantos señaló 0,35 % Pb y 0,25 % Zn.

Las yacencias fueron explotadas mediante destapes, rajos, galerías y piques, tanto sobre las vetas como sobre los mantos, realizándose una extracción y selección manual del mineral. Se estima una reserva probable de 10.000 t (Brodtkorb *et al.*, 1999).

Depósitos vetiformes menores de baritina se localizan al este y un poco al sur del paraje Campana Mahuida, siendo ellos Josefa, Sarita, María Eugenia y El Puente, de origen hidrotermal vinculado con la Andesita El Sillero (Paleoceno).

De acuerdo con Zanettini (1979b), estos depósitos forman parte del agrupamiento filoniano plumbífero Campana Mahuida, situándose hacia el sudeste del mismo emplazados en fracturas dentro de la faja de cizalla de rumbo oeste-noroeste que contiene a aquéllos. El conjunto constituye un sistema filoniano satélite del pórfiro cuprífero Campana Mahuida.

Las rocas encajantes son areniscas de la Formación Lotena (Calloviano superior - Oxfordiano medio). La mineralización consiste en baritina, de color blanco, y localmente escasa galena dispersa en ella, con ganga de cuarzo y calcita; hematita y limonitas dan lugar a un sombrero de hierro de poco desarrollo, de color ocre a pardo rojizo. El espesor de las vetas no supera los 40 cm y han sido puestas al descubierto por pequeños destapes hoy casi derruidos, lo cual no permite mayores observaciones.

Granitoides

Los afloramientos de roca granítica del paraje Lonco Luan, en el centro-sur de la Hoja y sobre la margen derecha del río Aluminé, fueron explotados en varias canteras, a la fecha inactivas, para su utilización en la construcción de caminos.

Materiales volcánicos

Los materiales volcánicos utilizables económicamente se localizan en una amplia faja de dirección nordeste el sector sudoeste de la Hoja entre el límite con Chile y la estancia Haichol, teniendo su mayor desarrollo en la comarca de los lagos Moquehue y Aluminé.

Son depósitos plinianos de caída de pómez, que corresponden a la Ignimbrita Alpehué (Naranjo *et al.*, 1993, emend.) (Holoceno), a los que se accede por las rutas provinciales 13, 12 y 11, de tierra, desde la ciudad de Zapala, al este de la Hoja. Su descripción se da en el ítem correspondiente del capítulo sobre estratigrafía.

Consisten en mantos horizontales de piedra pómez y arena de pómez, de color blanco a blanco grisáceo, y ocre claro por alteración, cubiertos en parte por suelos actuales. El tamaño varía de grava gruesa a fina el primero y arena gruesa a fina la segunda; ambos materiales son livianos y friables. Las piedras pómez están compuestas por vidrio volcánico, feldespato, piroxenos y olivina; se disponen en mantos de 0,50 a 2,50 m de espesor.

Solamente existe una cantera de piedra pómez legalmente denunciada, inactiva, situada a un kilómetro al noroeste del cerro Lonco Luan Chico. A la fecha, el material aflorante a los lados de las rutas del sector es utilizado por la empresa vial de la provincia para mejorar las mismas.

7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Los sitios de interés geológico son sectores de la Hoja que, por sus características y fácil acceso, constituyen lugares de importancia para interpretar eventos geológicos desde el punto de vista científico y didáctico, teniendo además valor turístico.

Campana Mahuida

El sitio está localizado en el sector nororiental de la Hoja, 15 km al sur de Loncopué, al este del río Agrio. Se arriba al lugar por la ruta provincial 33

hasta el cajón Almanza para continuar luego hacia el sur. El interés de la comarca se debe a la existencia de un sistema mineral conformado por un yacimiento tipo cobre porfírico y sus depósitos vetiformes y de *skarn* asociados.

Pino Hachado

Pino Hachado se ubica en el centro-oeste de la Hoja, llegándose al mismo desde la ciudad de Zapala por medio de la ruta nacional 22. Su importancia radica en la posibilidad de estudiar secuencias piroclástico-lávicas de una probable caldera volcánica, como también así los procesos de remoción en masa ocurridos en este paraje, y otros de erosión y agradación glaciaria. Además, el área posee valor turístico por su paisaje.

Lonco Luan

Se sitúa en el sudoeste de la Hoja, sobre la margen oriental del lago Aluminé. Desde Zapala se llega por la ruta provincial 13. Allí se tiene la posibilidad de observar los procesos de remoción en masa generados en el sitio. También se pueden observar formas de erosión y agradación glaciarias en un paisaje de particular encanto turístico.

Comarca de los lagos Aluminé y Moquehue

Además del interés turístico que por la majestuosidad del paisaje presenta la comarca, a la cual se accede desde la ciudad de Zapala por la ruta provincial 13, ella constituye un lugar geomorfológico destacable en el sudoeste de la Hoja. Es importante para estudiar e interpretar los procesos de erosión y agradación glaciarias sucedidos en el sitio en el Pleistoceno superior.

BIBLIOGRAFÍA

- ANGELELLI, V., 1950. Recursos Minerales de la República Argentina, I. Yacimientos metalíferos. Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias Naturales y Museo Argentino de Ciencias Naturales «Bernardino Rivadavia», Ciencias Geológicas, 2, 543 pp. Buenos Aires.
- ANGELELLI, V., 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, 1:1-392. La Plata.
- APARICIO, E.P., 1960. Estudio minero-económico del yacimiento de plomo «Carreri», Zapala, Neuquén. Dirección Nacional de Minería - Universidad Nacional de Cuyo, 8 pp., inédito. Buenos Aires.
- BERMÚDEZ, A., D. DELPINO, M. MAZZONI, M. GARDEWEG, C. EMPARAN y H. MORENO, 1994. Magmatismo andino de arco y trasarco. 7° Congreso Geológico Chileno. Primer simposio Proyecto IGCP-345 Segmentación estructural y composicional de los Andes. Guía excursión pre-congreso AC-2 Traversa Zapala - Concepción, 42 pp.
- BRACACCINI, I.O., 1964. Ordenación y resumen de los antecedentes geológicos relativos a la zona cordillerana de las Provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. Dirección General de Fabricaciones Militares, Contrato 1103, 14, 220 pp., inédito. Buenos Aires.
- BRACACCINI, I.O., 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 25(2):275-284. Buenos Aires.
- BRODTKORB, M.K. de, J.C. DANIELI y A.M. CASÉ, 1999. Depósitos de baritina y celestina vinculados a la Formación Tábanos, Neuquén. En: Zappettini, E.O. (Ed.), Recursos Minerales de la República Argentina. Anales del Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, 35:1051-1055. Buenos Aires.
- BROUSSE, R. y A.H. PESCE, 1982. Cerro Domo: un volcán cuartario con posibilidades geotérmicas, Provincia del Neuquén. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, 4:197-208. Buenos Aires.
- BURCKHARDT, C., 1900. Profils géologiques transversaux de la Cordillere Argentino-chilene. Anales del Museo de La Plata, Sección Mineralogía y Geología, 2:1-136. La Plata.
- CHABERT, M.R. y J.C.M. ZANETTINI, 1999. Pórfiro cuprífero Campana Mahuida, Neuquén. En: Zappettini, E.O. (Ed.), Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 35:1279-1288. Buenos Aires.
- CINGOLANI, C., L. DALLA SALDA, F. HERVÉ, F. MUNIZAGA, R.J. PANKHURST, M.A. PARADA y C.W. RAPELA, 1991. The magmatic evolution of northern Patagonia; new impressions of pre-Andean and Andean tectonics. En: Harmon, R.S. y C.W. Rapela (Eds), Andean magmatism and its tectonic setting. Geological Society of America, Special Paper 265:29-44., Boulder.
- COBBOLD, P.R. y E.A. ROSSELLO, 2003. Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. Marine and Petroleum Geology, 20:429-443.
- COLLAO, I.S., M.K. de BRODTKORB y R. ETCHEVERRY, 1997. Inclusiones fluidas en baritas recristalizadas de los yacimientos de la Provincia de Neuquén, Argentina. 8° Congreso Geológico Chileno, 2:901-905. Antofagasta.
- CUCCHI, R. y H.A. LEANZA, 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.
- DAMBORENEA, S.E., 1993. Formación Lotena. En: Riccardi, A.C. y S.E. Damborenea (Eds.): Léxico estratigráfico de la Argentina. Jurásico. Asociación Geológica Argentina, Serie B, 21:248-250. Buenos Aires.
- DANIELI, J.C., 1991. Perfilaje magnetométrico en el yacimiento de hierro La Miseria. Dirección Provincial de Minería del Neuquén, 7 pp., inédito. Zapala.
- DANIELI, J.C., N. RONCONI, A.M. CASÉ y M. GINGINS, 1979. Estudio comparativo de los distritos mineros Andacollo y Cerro Atravesada, provincia del Neuquén, República Argentina. 2° Congreso Geológico Chileno, 2: C505-C521. Arica.
- DAWSON, K.M., M. FRANCHINI y J.C.M. ZANETTINI, 1998. Field Examination of Skarn Deposits in Argentina. PASMA Skarn Project. Part 2: Studies in Mendoza and Neuquén Provinces. Servicio Geológico Minero Argentino, Dirección de Recursos Minerales, Contribución Técnica 12:30-65. Buenos Aires.
- De FERRARÍIS, C., 1947. Edad del Arco o Dorsal Antigua del Neuquén oriental de acuerdo con la estratigrafía de la zona inmediata. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2(3):256-283. Buenos Aires.
- DELPINO, D. y M. DEZA, 1995. Mapa geológico y de recursos minerales de la Provincia del Neuquén, República Argentina. Escala 1:500.000. Dirección Nacional del Servicio Geológico y Servicio Geológico Neuquino. Buenos Aires.
- DELPINO, D., A. GIUSIANO y M. DEZA, 1995. Mapa geológico del Departamento Zapala. Escala 1:200.000. Dirección Provincial de Minería, Servicio Geológico Neuquino. Zapala.

- DELLAPÉ, D.A., C. MOMBRÚ, G.A. PANDO, A.C. RICCARDI, M.A. ULIANA y G.E. WESTERMANN, 1979. Edad y correlación de la Formación Tábanos en Chacay Melehue y otras localidades de Neuquén y Mendoza, con consideraciones sobre la distribución y significado de las sedimentitas lotenianas. *Obra del Centenario del Museo de La Plata*, 5:81-105. La Plata.
- DIGREGORIO, J.H., 1965. Informe preliminar sobre la ubicación estratigráfica de los Estratos Marinos Subyacentes en la Cuenca Neuquina. 2^{as} Jornadas Geológicas Argentinas, *Acta Geológica Lilloana*, 7:119-146. San Miguel de Tucumán.
- DIGREGORIO, J.H., 1972. Neuquén. En: Leanza, A.F. (Ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 439-506. Córdoba.
- DIGREGORIO, J.H., 1978. Estratigrafía de las acumulaciones mesozoicas, en *Geología y recursos naturales del Neuquén*. Relatorio del 7º Congreso Geológico Argentino: 37-65. Neuquén.
- DIGREGORIO, J.H. y M.A. ULIANA, 1975. Plano geológico de la Provincia del Neuquén, escala 1:500.000. 2º Congreso Ibero-Americano de Geología Económica, 4:69-93. Buenos Aires.
- DIGREGORIO, J.H. y M.A. ULIANA, 1980. Cuenca Neuquina. En: Turner, J.C.M (Ed), 2º Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 2:985-1032. Córdoba.
- DOMÍNGUEZ, E.A., G. ALIOTTA, M. GARRIDO, J.C. DANIELI, N. RONCONI, A.M. CASÉ y M.H. PALACIOS, 1984. Los Maitenes-El Salvaje, un sistema hidrotermal de tipo porfírico. 9º Congreso Geológico Argentino, 7:443-458. Buenos Aires.
- EDWARDS, M., 1986. Glacial environments. En: Reading, H.G (Ed.), *Sedimentary environments and facies*, 13:445-470. Blackwell Scientific Publications, 2a. Edición. Londres.
- EMPARAN, C. y M. SUÁREZ, 1992. Hoja Curacautín, escala 1:250.000. Carta Geológica de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, borrador de texto, 249 pp., inédito. Santiago.
- EMPARAN, C., M. SUÁREZ y J. MUÑOZ, 1992. Hoja Curacautín. Carta Geológica de Chile, 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, mapa geológico, 71. Santiago.
- FERNÁNDEZ LIMA, J.C. y A. MONCHABLÓN, 1970. Valuación y puesta en marcha de la explotación plumbo-argentífera en los yacimientos de Campana Mahuida, provincia del Neuquén. Consejo Federal de Inversiones - Geodet, 88 pp., inédito. Buenos Aires.
- FLINT, R.F. y F. FIDALGO, 1964. Glacial geology of the flank of the Argentine Andes between latitudes 39°10' S and 41°20' S. *Geological Society of America Bulletin*, 75 (4):335-352.
- FLINT, R.F. y F. FIDALGO, 1969. Glacial drift in the Eastern Argentine Andes between latitudes 41°10' S and 43°10' S. *Geological Society of America Bulletin*, 80:1043-1052.
- FOLGUERA, A., V.A. RAMOS y D. MELNICK, 2002. Partición de la deformación en la zona del arco volcánico de los Andes neuquinos (36-39°S) en los últimos 30 millones de años. *Revista Geológica de Chile*, 29(2):151-165. Santiago.
- FOLGUERA, A., V.A. RAMOS y D. MELNICK, 2003. Recurrencia en el desarrollo de cuencas de intraarco. Cordillera Neuquina (37°30' - 38°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58(1):3-19. Buenos Aires.
- FOSSA MANCINI, E., E. FERUGLIO y J.C. YUSSEN DE CAMPANA, 1938. Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 15(171):31-95. Buenos Aires.
- FRANCHINI, M., 1999. Las manifestaciones de hierro en *skarns* de Campana Mahuida, Neuquén. En: Zappettini E.O. (Ed.), *Recursos Minerales de la República Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, *Anales* 35:1291-1294. Buenos Aires.
- FRANCHINI, M., L. LÓPEZ-ESCOBAR, I. B. SCHALAMUK y L. MEINERT, 2002. Similitudes y diferencias geoquímicas entre algunos granitoides de la Provincia Volcánica Neuquino-Mendocina, noroeste de Neuquén. 15º Congreso Geológico Argentino, 2:134-139. El Calafate.
- FRANCHINI, M., L. LÓPEZ-ESCOBAR, I. B. SCHALAMUK y L. MEINERT, 2003. Magmatic Characteristics of Paleocene Cerro Nevazón Region and Other Late Cretaceous to Early Tertiary Calc-alkaline Subvolcanic to Plutonic Units in the Neuquén Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 399-421.
- FRANZESE, J.R., 1993. Deformación preandina del basamento del cordón de la Piedra Santa, Neuquén. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3:11-20. Buenos Aires.
- 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. Santiago.
- FRANZESE, J.R. y L.A. SPALLETTI, 2001. Late Triassic - early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre -break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences*, 14:257-270. Elsevier.

- FREYTES, E.A., 1969. Estratigrafía y relaciones de contacto de los afloramientos del Grupo Choyoi («Serie Porfírica») en el sud de Mendoza, norte de Neuquén y sudoeste de La Pampa. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Comisión Geológica N° 2, 61 pp., inédito. Neuquén.
- GALLI, C.A., 1953. 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., 1969a. Descripción Geológica de la Hoja 35a, Lago Aluminé, provincia del Neuquén. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 108, 45 pp. Buenos Aires.
- GALLI, C.A., 1969b. Descripción Geológica de la Hoja 38c, Piedra del Águila, provincias del Neuquén y Río Negro. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 111, 67 pp. Buenos Aires.
- GARCÍA MORABITO, E. y V.A. RAMOS, 2005. Geología de las nacientes del río Codihue, fosa de Loncopué, provincia del Neuquén. 16° Congreso Geológico Argentino, 2:165-168. La Plata.
- GERTH, E., 1925. Estratigrafía y distribución de los sedimentos mesozoicos en los Andes argentinos. Academia Nacional de Ciencias, República Argentina, 9(2):1-56. Córdoba.
- GERTH, E., 1928. Estructura geológica de la Cordillera argentina entre los ríos Grande y Diamante, en el sud de la provincia de Mendoza. Academia Nacional de Ciencias, República Argentina, 10:122-170. Córdoba.
- GIL, J.C., 1975. Yacimientos de baritina de la Provincia del Neuquén. Dirección General de Minería del Neuquén: 10-21, informe inédito. Zapala.
- GIUSIANO, A. y J.C. DANIELI, 1998. Hoja Geológica Picunches, Provincia del Neuquén (mapa geológico). Dirección Provincial de Minería del Neuquén. Preprint. Zapala.
- GONZÁLEZ BONORINO, F., 1944. Descripción geológica y petrográfica de la Hoja 41b Río Foyel (provincia de Río Negro). Dirección de Minas, Geología e Hidrología, Boletín 56. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 1982. 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.F. y J.A. FERRER, 1986. Geomorfología de la provincia del Neuquén. Consejo Federal de Inversiones, Expediente N° 181, 111 pp., inédito. Buenos Aires.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E.F. y F.E. NULLO, 1980. Cordillera neuquina. En: Turner, J.C.M. (Ed), 2° Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 2:1099-1147. Córdoba.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E.F. y J.C. 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.F., J.C. RIGGI y L. FAUQUÉ, 1986. Formación Caleufú (*nom. nov.*): reinterpretación de las Formaciones Río Negro y Alicura, en el área de Collón Curá, sur del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 41(1-2):81-105. Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1918. Edad y extensión de las estructuras de la Cordillera entre San Juan y Nahuel Huapí. 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, Publicación 58, 109 pp. Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1. Hoja Chos Malal. Revista de la Sociedad Geológica Argentina, 1(2):177-208. Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 2. Hojas Sosneado y Huechahué. Revista de la Sociedad Geológica Argentina, 2(2):141-176. Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuarco y parte de Epulauken. 4. Hojas Bardas Blancas y Los Molles. Revista de la Sociedad Geológica Argentina, 2(4):347-433. Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1952. Glacial, Tardío y Postglacial en Patagonia. Revista del Museo Municipal de Ciencias Naturales y Tradicionales, 1(1):79-103. Mar del Plata.
- GROEBER, P., 1956. Anotaciones sobre Cretácico, Supracretácico, Paleoceno, Eoceno y Cuartario. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 10(4):234-261. Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1958. Acerca de la edad del Sañicolitense. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 11(4):281-292. Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1963. La Cordillera entre las latitudes de 22° 20' y 40°. Academia Nacional de Ciencias, Boletines 2, 3 y 4:111-176. Córdoba.
- GROEBER, P., P.N. STIPANICIC y A. MINGRAMM, 1953. Jurásico. En: Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA, 2(1):143-347. Buenos Aires.
- GROPPELLI, G., 2004. Mapping volcanoes in the new geological surveying of Italy. 32° International Geological Congress, Workshop DW 07 Geological mapping: comparison of standards and methodologies in national and regional projects, Abstracts. Florencia, Italia.

- GULISANO, C.A. y A.R. GUTIÉRREZ PLEIMLING, 1995. The Jurassic of the Neuquén Basin. Field guide: a) Neuquén Province. Publicación de la Secretaría de Minería de la Nación y Asociación Geológica Argentina, 158, 111 pp. Buenos Aires.
- GULISANO, C.A., A.R. GUTIÉRREZ PLEIMLING y R.E. DIGREGORIO, 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino, 1:236-259. Buenos Aires.
- HOLMBERG, E., 1973. Descripción Geológica de la Hoja 34b, Loncopué, Provincia del Neuquén. Subsecretaría de Minería, 149 pp., inédito. Buenos Aires.
- HOLMBERG, E., 1976. Descripción Geológica de la Hoja 32c, Buta Ranquil, Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional, Boletín 152, 89 pp. Buenos Aires.
- IMBAR, M., C. RISSO y C. PARICA, 1994. The morphological development of a young lava flow in the Southwestern Andes, Neuquén, Argentina. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 39(4):479-487. Stuttgart.
- JICA (Japan International Cooperation Agency), 1982. Informe de estudios básicos sobre la exploración de recursos minerales en la zona Patagonia de la República Argentina (Primera etapa). Agencia de Cooperación Internacional del Japón-Secretaría de Estado de Minería, 198 pp., inédito. Buenos Aires.
- JICA (Japan International Cooperation Agency), 1984. Informe de estudios básicos sobre la exploración de recursos minerales en la zona Patagonia de la República Argentina (Informe final). Agencia de Cooperación Internacional del Japón-Secretaría de Estado de Minería, 140 pp., inédito. Buenos Aires.
- JICA (Japan International Cooperation Agency) - MMAJ (Metal Mining Agency of Japan), 2001. Report on regional survey for mineral resources in the southern Andes area, the Argentine Republic, final report. Japan International Cooperation Agency - Metal Mining Agency of Japan, 378 pp., inédito.
- JORDAN, T.E. y M.W. BURNS, 1998. Middle Cenozoic extension in the Southern Andes: the Cura Mallín Basin. Geological Society of America. Annual Meeting Toronto, Abstracts with Programs, A-176.
- KOZLOWSKI, E., C.E. CRUZ y G.A. REBAY, 1987. El Terciario vulcaniclastico de la zona Puntilla de Huincán, provincia de Mendoza, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Simposio Internacional Volcanismo Andino, 4:229-232. San Miguel de Tucumán.
- KOZLOWSKI, E., C.E. CRUZ y C.A. SYLWAN, 1996. Geología estructural de la zona de Chos Malal. Cuenca Neuquina, Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1:15-26. Buenos Aires.
- KRAEMER, P., G.A. ZULLIGER y F. ACHILLI, 1999. Estratigrafía y edad de los estratos sinorogénicos de la cuenca de «piggy back» de Pincheira, provincia de Mendoza. 14° Congreso Geológico Argentino, Resúmenes, 1:64. Salta.
- LAGORIO, S., G. MASSAFERRO, M.E. VATTUONE, T. MONTENEGRO y C.O. LATORRE, 2001. Mineralogía y metamorfismo de volcanitas de Aluminé, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56(2):211-220. Buenos Aires.
- LAHEE, F.H., 1927. The Petroliferous Belt of Central-Western Mendoza Province, Argentina. *Boletín de la American Association of Petroleum Geologist*, 11(3):261-278. Tulsa.
- LAMBERT, L.R., 1946. Contribución al conocimiento de la sierra del Chacay-Có (Neuquén). *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*, 1(4):231-252. Buenos Aires.
- LAMBERT, L.R., 1948. Geología de la zona de las cabecezas del río Catán Lil, Territorio del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 3(4):245-257. Buenos Aires.
- LAMBERT, L.R., 1956. Descripción Geológica de la Hoja 35b, Zapala, Territorio Nacional del Neuquén. Dirección Nacional de Minería, Boletín 83, 93 pp. Buenos Aires.
- LARA, R. y H. MORENO, 2000. Informe geológico preliminar del área Liquiñe - Neltume. Servicio Nacional Geológico Minero, 18 pp. Santiago. Chile.
- LARA, R., H. MORENO y H. UGALDE, 1997. Geología de la Cordillera de los Andes entre los 39° y 40°S: nuevos antecedentes. 8° Congreso Geológico Chileno, 1:119-123. Antofagasta.
- LATORRE, C.O. y M.E. VATTUONE, 1990. Metamorfismo desde facies ceolita hasta asociación granditahedenbergita en el lago Moquehue, Provincia del Neuquén. 1° Congreso Uruguayo de Geología, 1:179-183. Montevideo.
- LATORRE, C.O., M.E. VATTUONE, S. LAGORIO y T. MONTENEGRO, 1997. Volcanitas cretácicas en la Formación Aluminé. 8° Congreso Geológico Chileno, 1:124-128. Antofagasta.
- LATORRE, C.O., M.E. VATTUONE, E. LINARES y P. LEAL, 2001. K/Ar ages of rocks from lago Aluminé, Rucachoroi and Quillén, North Patagonian Andes, Neuquén, República Argentina. III SSAGI. South American Symposium on Isotopic Geology, 1:577-580, Pucón. Chile.

- LEANZA, A.F., 1942. Los pelecípodos del Lias de Piedra Pintada. *Revista del Museo La Plata*, 2:143-206. La Plata.
- 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.
- LEANZA, H.A., 1972. *Acantholissonia*, nuevo género de ammonites del Valanginiano de Neuquén, República Argentina, y su posición estratigráfica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 27(1):63-70. Buenos Aires.
- LEANZA, H.A., 1973. Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes jurásico-cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28(2):97-132. Buenos Aires.
- LEANZA, H.A., 1980. The Lower and Middle Tithonian ammonite fauna from Cerro Lotena, province of Neuquén, Argentina. *Zitteliana*, 5:3-49. Munich.
- LEANZA, H.A., 1992. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los movimientos intermálmicos en la comarca del cerro Chachil, Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45(3-4):272-299. Buenos Aires.
- LEANZA, H.A. y G. BLASCO, 1991. Estratigrafía y ammonites pliensbachianos del área del arroyo Ñireco, Neuquén, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45(1-2):159-174. Buenos Aires.
- LEANZA H. A. y C.A. HUGO, 1977. Sucesión de ammonites y edad de la Formación Vaca Muerta y sincrónicas entre los paralelos 35° y 40° *l.s.*, Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32(4):248-264. Buenos Aires.
- LEANZA H.A. y C.A. HUGO, 1997. Hoja Geológica 3969-III - Picún Leufú, provincias del Neuquén y Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Naturales, SEGEMAR, Boletín 218, 135 pp. Buenos Aires.
- LEANZA, H.A., H.G. MARCHESE y J.C. RIGGI, 1978. Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta entre los paralelos 35° y 40° L.S. Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32(3):190-208. Buenos Aires.
- LEANZA, H.A., M.K. de BRODTKORB y M. BARBIERI, 1990a. Yacimientos baríticos vinculados con la Formación Tábanos (Jurásico) en el área de Loncopué, provincia del Neuquén. 3^a Reunión de Sedimentología: 163-168. San Juan.
- LEANZA, H.A., M.K. de BRODTKORB y J.C. DANIELI, 1990b. La Formación Chachil (Liásico) y sus niveles manganesíferos en el área del cerro La Atravesada, provincia del Neuquén, Argentina. 3^{er} Congreso Nacional de Geología Económica, 3:A 171 - 186. Olavarría.
- LEANZA, H.A., C.A. HUGO y D. REPOL, 2001. Hoja Geológica 3969-I, Zapala, Provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 275, 128 pp. Buenos Aires.
- LEANZA, H.A., E.J. LLAMBÍAS y O. CARBONE, 2005. Unidades estratigráficas limitadas por discordancias en los depocentros de la cordillera del Viento y la sierra de Chacaicó durante los inicios de la Cuenca Neuquina. 5^o Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Trabajos Técnicos. Versión CD ROM. Mar del Plata.
- LEANZA, H.A., D. REPOL, C.A. HUGO y P. SRUOGA 2006. Hoja Geológica 3769-31, Chorriaca, provincia del Neuquén. Boletín del Instituto de Geología y Recursos Naturales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 354, 93 pp. Buenos Aires.
- LEGARRETA, L. y C.A. GULISANO, 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). En: Chebli, G.A. y L.A. Spalletti (Eds.), Cuenas sedimentarias argentinas. Universidad Nacional de Tucumán, Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica, 6:221-243. San Miguel de Tucumán.
- LEGARRETA, L., E. KOSLOWSKI y A. BOLL, 1981. Esquema estratigráfico y distribución de facies del Grupo Mendoza en el ámbito del sur mendocino de la cuenca Neuquina. 8^o Congreso Geológico Argentino, 3:389-409. Buenos Aires.
- LEVI, B., S. MEKECH y F. MUNIZAGA, 1963. Edades radimétricas y petrografía de granitos chilenos. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín 12. Santiago. | Chile.
- LINARES, E. y R. GONZÁLEZ, 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957-1987. Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y Complementaria), 19, 628 pp. Buenos Aires.
- LINARES, E., H.A. OSTERA y L.C. MAS, 1999. Cronología potasio-argón del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue, Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54(3):240-247. Buenos Aires.
- LYONS, MUÑIZ y ASOCIADOS, 1978. Planta o plantas regionales de tratamiento y beneficio de minerales de bario, Provincia del Neuquén. Consejo Federal de Inversiones, 480 pp., inédito. Buenos Aires.

- LLAMBÍAS, E.J., 1986. Intrusivos pérmicos del sur de la Cordillera del Viento, Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41(1-2):22-32. Buenos Aires.
- LLAMBÍAS, E.J. y C.W. RAPELA, 1987. Las vulcanitas de Colipilli y sus relaciones con las provincias volcánicas del Terciario inferior de Neuquén-Mendoza y Patagonia. 10° Congreso Geológico Argentino, 4:249-251. San Miguel de Tucumán.
- LLAMBÍAS, E.J. y C.W. RAPELA, 1989. Las vulcanitas de Colipilli, Neuquén (37°S) y su relación con otras unidades paleógenas de la cordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44(1-4):224-236. Buenos Aires.
- LLAMBÍAS, E.J., J.C. DANDERFER, M.H. PALACIOS y N. BROGIONI, 1979. Las rocas ígneas cenozoicas del volcán Domuyo y áreas adyacentes. 7° Congreso Geológico Argentino, 2:569-584. Buenos Aires.
- LLAMBÍAS, E.J., H.A. LEANZA y O. CARBONE, 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico Temprano en Cordillera del Viento (37° 05' S - 37° 15' S): Nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62(2):217-235. Buenos Aires.
- MARCHESE, H.G., 1971. Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, Provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 26(3):343-410. Buenos Aires.
- MAZZONI, M.M. y A. BENVENUTO, 1990. Radiometric ages of tertiary ignimbrites and the Collon Curá Formation, northwestern Patagonia. 11° Congreso Geológico Argentino, 1:181-184. San Juan.
- MAZZONI, M.M. y M.A. IÑIGUEZ RODRÍGUEZ, 1986. Depósitos piroclásticos neógenos y cuaternarios en el área de Pino Hachado, Provincia de Neuquén. 1ª Reunión Argentina de Sedimentología: 97-100. La Plata.
- MAZZONI, M.M. y C.W. RAPELA, 1991. Características químicas e isotópicas de ignimbritas miocenas. Andes Patagónicos Septentrionales (SVZ), Argentina. 6° Congreso Geológico Chileno, 1:125-128.
- MÉNDEZ, V., J.C.M. ZANETTINI y E.O. ZAPPETTINI, 1987. Aspectos geológicos y tectónicos del orógeno andino central de la República Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, 1:181-184. San Miguel de Tucumán.
- MÉNDEZ, V., J.C.M. ZANETTINI y E.O. ZAPPETTINI, 1995. Geología y metalogénesis del orógeno andino central, República Argentina. Secretaría de Minería de la Nación, Anales 23, 190 pp. Buenos Aires.
- MUÑOZ BRAVO, J., 1988. Volcanismo Mioceno superior (Tortoniano) en la región del alto Biobío. 5° Congreso Geológico Chileno, 3(I):275-296. Santiago.
- MUÑOZ, J. y C.R. STERN, 1985. El complejo volcánico Pino Hachado en el sector noroccidental de la Patagonia (38-39°S): volcanismo plio-cuaternario tras-arco en Sudamérica. 4° Congreso Geológico Chileno, 3:380-412. Antofagasta.
- MUÑOZ, J. y C.R. STERN, 1988. The Quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38°S and 39°S. *Journal of South American Earth Sciences*, 1(2):147-161.
- MUÑOZ, J. y C.R. STERN, 1989. Alkaline magmatism within the segment 38°-39°S of the plio-quaternary volcanic belt of the southern south american continental margin. *Journal of Geophysical Research*, 94(B 4):4545-4560.
- MUÑOZ, J., C.R. STERN, A. BERMÚDEZ, D. DELPINO y M.F. DOBBS, 1987. El volcanismo plio-cuaternario a través de los 38° y 39° Sur de los Andes. 10° Congreso Geológico Argentino, Simposio Internacional Vulcanismo Andino, 4: 199-201. San Miguel de Tucumán.
- MUÑOZ, J., C.R. STERN, A. BERMÚDEZ, D. DELPINO, M.F. DOBBS y F. FREY, 1989. El volcanismo plio-cuaternario a través de los 34° y 39° de los Andes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44(1-4):270-286. Buenos Aires.
- NARANJO, J.A., C. EMPARAN, H. MORENO y M. MURPHY, 1993. Volcanismo explosivo reciente en la caldera del volcán Sollipulli, Andes del Sur (39°S). *Revista Geológica de Chile*, 20(2):167-191. Santiago. Chile.
- NULLO, F.E., G.C. STEPHENS, J. OTAMENDI y P.E. BALDAUF, 2002. El volcanismo del Terciario superior del sur de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57(2):119-132. Buenos Aires.
- PESCE, A., 1987. Evolución vulcano-tectónica del complejo efusivo Copahue - Caviahue y su modelo geotérmico preliminar. 10° Congreso Geológico Argentino, 1:246-248. San Miguel de Tucumán.
- RAMOS, V.A., 1978. Estructura, en Geología y Recursos Naturales del Neuquén. Relatorio del 7° Congreso Geológico Argentino: 99-118. Neuquén.
- RAMOS, V.A. y A. FOLGUERA, 1999. Extensión cenozoica en la Cordillera Neuquina. 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 2:661-664.
- RAPALINI, A.E., 1988. Interpretación del área del cerro Chachil (Provincia del Neuquén) como un bloque cortical rotado a partir de datos paleomagnéticos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43(4):445-461. Buenos Aires.

- RAPELA, C.W. y E.J. LLAMBÍAS, 1985. La secuencia andesítica terciaria de Andacollo, Neuquén, Argentina. 4° Congreso Geológico Chileno, 3(4):458-488. Antofagasta.
- 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, 2: 62-66. Puerto Varas.
- RICCARDI, A.C., 1993. Formación Lajas. En: Riccardi, A.C. y S.E. Damborenea (Eds.), *Léxico estratigráfico de la Argentina. Jurásico*. Asociación Geológica Argentina, Serie B, 21:209-211. Buenos Aires.
- RICCARDI, A.C. y C.A. GULISANO, 1990. Unidades limitadas por discontinuidades. Su aplicación al Jurásico andino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55(3-4):346-364. Buenos Aires.
- RODRIGO, F., 1955. Informe geológico de la Hoja I.G.M. 1:100.000, Loncopué, Territorio Nacional del Neuquén. Dirección General de Ingenieros del Ejército, informe inédito. Buenos Aires.
- ROLLERI, E.O. y P. CRIADO ROQUE, 1970. Geología de la provincia de Mendoza. *Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas*, 2: 1-60. Buenos Aires.
- ROTH, S., 1899. Apuntes sobre la geología y la paleontología de los territorios de Río Negro y Neuquén. *Revista del Museo de La Plata*, 9:143-197. La Plata.
- ROVERE, E.I., L. FAUQUE y A. GÓMEZ, 2000. Quaternary Evolution in the region of Copahue Volcano, Neuquén, Argentina. 31° International Geological Congress, Volcanism an Assciated Regimes. Expanded Abstracts. CD ROM 0608047. Río de Janeiro.
- ROVERE, E.I., M. ÁLVAREZ y J.C.M. ZANETTINI, 2004a. Stratigraphical volcanic units in the Southern Andes, Argentina. Geological cartography concepts. 32° International Geological Congress, Workshop DW 07 Geological mapping: comparison of standards and methodologies in national and regional projects, Abstracts. Florencia, Italia.
- ROVERE, E.I., A. CASELLI, S. TOURN, H.A. LEANZA, C.A. HUGO, A. FOLGUERA, L. ESCOTEGUY, S. GEUNA, R. GONZÁLEZ, J.E. COLOMBINO y J.C. DANIELI, 2004b. Hoja Geológica 3772-IV Andacollo, provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Naturales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 298, 104 pp. Buenos Aires.
- SANDOVAL, R., 1977. Estudio geológico de la región del alto Biobío, comuna de Lonquimay, departamento de Curacautín, IX Región, Chile. Universidad Nacional de Chile, Departamento de Geología, Memoria de Título, 195 pp., inédito. Santiago, Chile.
- SCHILLER, W., 1912. La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan. Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería, *Anales* 7(5):1-68. Buenos Aires.
- SCHIUMA, M. y E.J. LLAMBÍAS, 2008. New ages and chemical analysis on Lower Jurassic volcanism close to the Huincul High, Neuquén. En: Volumen especial Jurásico de América del Sur. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (3): 644-652.
- SILLITOE, R., 1977. Permo-Carboniferous, Upper Cretaceous and Miocene Porphyry Copper Type Mineralization in the Argentinian Andes. *Economic Geology*, 72:99-109.
- SPALLETTI, L.A., O.G. ARRONDO, E. MOREL y D.G. GANUZA, 1991. Evidencias sobre la edad triásica de la Formación Lapa en la región de Chacaicó (Provincia del Neuquén). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46(3-4):167-172. Buenos Aires.
- STIPANICIC, P.N., 1951. Sobre la presencia del Oxfordense superior en el arroyo La Manga, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 6(4):213-239. Buenos Aires.
- STIPANICIC, P.N., 1965. El Jurásico en vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo Divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20(4):403-478. 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.N. y A. MINGRAMM, 1953. Triásico, Jurásico. En: *Geografía de la República Argentina*. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA, 2(1a. parte): 143-347. Buenos Aires.
- STIPANICIC, P.N., F. RODRIGO, O.L. BAULÍES y C.G. MARTÍNEZ, 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23(2):367-388. Buenos Aires.
- SUÁREZ, M. y R. De la CRUZ, 1997. Volcanismo pliniano del Lías durante los inicios de la cuenca de Neuquén, Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, 1: 266-270.
- SUÁREZ, M. y C. EMPARAN, 1997. Hoja Curacautín, Regiones de la Araucanía y del Biobío. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, 71, 105 pp. Santiago, Chile.
- TUNSTALL, C. y V.A. RAMOS, 2005. Geología de la caldera de Pino Hachado. 16° Congreso Geológico Argentino, 1:757-762. La Plata.

- TURNER, J.C.M., 1965a. Estratigrafía de la comarca de Junín de los Andes, Provincia del Neuquén. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 44(1-4):5-51. Córdoba.
- TURNER, J.C.M., 1965b. Estratigrafía de Aluminé y adyacencias, provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 20(2):153-184. Buenos Aires.
- TURNER, J.C.M., 1976. Descripción Geológica de la Hoja 36a, Aluminé, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional, Boletín 145, 79 pp. Buenos Aires.
- TURNER, J.C.M. y L.B. CAZAU, 1978. Estratigrafía del pre-Jurásico. En: Geología y recursos naturales del Neuquén. Relatorio del 7° Congreso Geológico Argentino; 25-36. Buenos Aires.
- ULIANA, M.A., 1978. Estratigrafía del Terciario, en Geología y recursos naturales del Neuquén. Relatorio del 7° Congreso Geológico Argentino: 67-83. Buenos Aires.
- VATTUONE, M.E. y C.O. LATORRE, 1998. Caracterización geoquímica y edad K/Ar de basaltos del Terciario superior de Aluminé, Neuquén. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, 2:184-190. Buenos Aires.
- VATTUONE, M.E., C.O. LATORRE y S. TOURN., 1996. Alteración hidrotermal con manifestaciones de sulfuros relacionada a intrusiones magmáticas del batolito nordpatagónico en el área de Aluminé, Neuquén. 3ª Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata. Publicación N° 5: 257-263. La Plata.
- VERGARA, M., J. MORAGA y M. ZENTILLI, 1997. Evolución termotectónica de la cuenca terciaria entre Parray y Chillán: análisis por trazas de fisión en apatitas. 8° Congreso Geológico Chileno, 2: 1574-1578.
- VOLKHEIMER, W., 1973. Palinología estratigráfica del Jurásico de la Sierra de Chacai C6 y adyacencias (Cuenca Neuquina, República Argentina). I. Estratigrafía de las Formaciones Sierra Chacai C6 (Pliensbachiano), Los Molles (Toarciano, Aaleniano), Cura Niyeu (Bajociano) y Lajas (Caloviano inferior). Ameghiniana, 10(2):108-113. Buenos Aires.
- WEAVER, Ch., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. Memoria de la Universidad de Washington, 1:1-469. Seattle.
- WEAVER, Ch., 1942. A general summary of the Mesozoic of South America and Central America. Proceeding 8° American Science Congress (1940), 4, Geology: 149-193. Washington.
- YRIGOYEN, M.R., 1972. Cordillera Principal. En: Leanza, A.F. (Ed), Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 345-364. Córdoba.
- YRIGOYEN, M.R., 1979. Cordillera Principal. En: Turner, J.C.M. (Ed), 2° Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 1:651-694. Córdoba.
- YRIGOYEN, M.R., 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios. En: Ramos, V.A (Ed.), Relatorio del 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1(11):123-148. Mendoza.
- ZAMORA VALCARCE, G., T. ZAPATA y D. DELPINO, 2005. Edad de la deformación y magmatismo en la faja plegada del Agrio. 16° Congreso Geológico Argentino, 1:75-78. La Plata.
- ZANETTINI, J.C.M., 1976. Exploración geológico minera de la zona de Campana Mahuida, Área de Reserva N° 54, provincia del Neuquén. Dirección General de Fabricaciones Militares (CEGM I), 182 pp., inédito. Mendoza.
- ZANETTINI, J.C.M., 1978. Prospección geológico minera del área de reserva de Loncopué, provincia del Neuquén. Dirección General de Fabricaciones Militares (CEGM I), 20 pp., inédito. Mendoza.
- ZANETTINI, J.C.M., 1979a. Geología de la comarca de Campana Mahuida, provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 34(1):61-68. Buenos Aires.
- ZANETTINI, J.C.M., 1979b. Geología del pórfiro cuprífero Campana Mahuida, provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 34(3):224-234. Buenos Aires.
- ZANETTINI, J.C.M., 2001. Hoja Geológica 3772-II, Las Ovejas, provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Mineiro Argentino. Boletín 263, 44 pp. Buenos Aires.
- ZAPATA, T., I. BRISSÓN y F. DZELALIJA, 1999. La estructura de la faja plegada y corrida andina en relación con el control del basamento de la Cuenca Neuquina. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera época, 60:112-121. Buenos Aires.
- ZAPPETTINI, E.O., V. MÉNDEZ y J.C.M. ZANETTINI, 1987. Metasedimentitas mesopaleozoicas en el noroeste de la Provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 42(1-2):206-207. Buenos Aires.
- ZAVALA, C.A. 1992. Estratigrafía y análisis de facies de la Formación Lajas (Jurásico medio), Cuenca Neuquina suroccidental. I.G.C. Project 322. First Field Conference, Boletín 1:42-45. La Plata.
- ZAVALA, C.A. y R. GONZÁLEZ, 2001. Estratigrafía del

Grupo Cuyo (Jurásico inferior-medio) en la sierra de la Vaca Muerta, Cuenca Neuquina. Repsol YPF, Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera época, 65:52-64. Buenos Aires.

ZÖLLNER, W. y A.J. AMOS, 1973. Descripción geológica de la Hoja 32b, Chos Malal, provincia del Neuquén. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 143, 109 pp. Buenos Aires.

Entregada en febrero de 2006
Validada en diciembre de 2007