

Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina

1:250.000

Hoja Geológica 3772-IV Andacollo

Erupción freatomagmática del volcán Copahue
(julio de 2000) desde la villa de Caviahue



Provincia del Neuquén

Elizabeth I. Rovere

Estratigrafía del Paleozoico: Alberto Caselli y Selvia Tourn
Estratigrafía del Mesozoico: Héctor A. Leanza y Carlos A. Hugo
Estratigrafía del Cenozoico: Elizabeth I. Rovere
Estructura: Andrés Folguera y Elizabeth I. Rovere
Geomorfología: Leonardo Escosteguy
Paleomagnetismo: Silvana Geuna
Recursos Minerales: Rafael González, Juan E. Colombino
y Juan C. Danieli

Supervisión: Héctor A. Leanza



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 3772–IV

Andacollo

Provincia del Neuquén

Jefe de Proyecto

Elizabeth I. Rovere

<i>Estratigrafía del Paleozoico:</i>	Alberto Caselli y Selvia Tourn
<i>Estratigrafía del Mesozoico:</i>	Héctor A. Leanza y Carlos A. Hugo
<i>Estratigrafía del Cenozoico:</i>	Elizabeth I. Rovere
<i>Estructura:</i>	Andrés Folguera y Elizabeth I. Rovere
<i>Geomorfología:</i>	Leonardo Escosteguy
<i>Paleomagnetismo:</i>	Silvana Geuna
<i>Recursos Minerales:</i>	Rafael González, Juan E. Colombino y Juan C. Danieli
<i>Supervisión:</i>	Héctor A. Leanza

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

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

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 / segemar@secind.mecon.gov.ar

Referencia bibliográfica

ROVERE, E. I., A. CASELLI, S. TOURN, H A. LEANZA, C. A. HUGO, A. FOLGUERA, L. ESCOSTEGUY, S. GEUNA, R. GONZÁLEZ, J. COLOMBINO y J. C. DANIELI, 2004. Hoja Geológica 3772- IV, Andacollo, provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 298, 104 p. Buenos Aires.

ISSN 0328-2333

Es propiedad del SEGEMAR • Prohibida su reproducción

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	3
1. INTRODUCCION	5
1.1. Ubicación de la Hoja y área que abarca	5
1.2. Naturaleza del trabajo	5
1.3. Investigaciones anteriores	6
2. ESTRATIGRAFÍA	6
Relaciones generales	6
2.1. PALEOZOICO	8
2.1.1. CARBONÍFERO	8
Formación Arroyo del Torreón (1)	8
Formación Huaraco (2)	9
2.1.2. CARBONÍFERO SUPERIOR – PÉRMICO INFERIOR	12
Formación La Premia (3)	12
Andesita Huemules (4)	13
2.1.3. PÉRMICO	13
Granito Huingancó (5)	13
Dacita Sofía <i>nom. nov.</i> (6)	15
2.2. MESOZOICO	15
2.2.1. TRIÁSICO	15
GRUPO CHOIYOI (7)	15
2.2.2. JURÁSICO	18
GRUPO CUYO	18
2.2.2.1. Pliensbachiano – Toarciano	19
Formación La Primavera (8)	19
2.2.2.2. Toarciano superior – Calloviano inferior	21
Formación Los Molles (9)	21
2.2.2.3. Bajociano inferior – Calloviano inferior	24
Formación Lajas (10)	24
2.2.2.4. Calloviano inferior tardío	25
Formación Tábanos (11)	25
2.2.2.5. Calloviano medio	27
Formación Nahueve (12)	27
GRUPO LOTENA	28
2.2.2.6. Calloviano medio – Oxfordiano inferior	29
Formación Lotena (13)	29
2.2.2.7. Oxfordiano	30

	Formación La Manga +Auquilco (14)	30
2.2.3.	JURÁSICO SUPERIOR – CRETÁCICO INFERIOR	31
	GRUPO MENDOZA	31
2.2.3.1.	Kimmeridgiano	32
	Formación Tordillo (15)	32
2.2.3.2.	Tithoniano inferior- Valanginiano inferior	33
	Formación Vaca Muerta (16)	33
2.2.3.3.	Valanginiano medio	34
	Formación Mulichinco (17)	34
2.2.3.4.	Valanginiano superior – Hauteriviano inferior	36
	Formación Agrio	36
	Miembro Pilmatué (18)	36
2.2.4.	CRETÁCICO SUPERIOR	38
	Formación Epulauquen (19)	38
2.3.	CENOZOICO	39
2.3.1.	PALEÓGENO	39
2.3.1.1.	Paleoceno superior – Eoceno medio	39
	GRUPO MOLLE (20)	39
2.3.2.	PALEÓGENO – NEÓGENO	40
2.3.2.1.	Oligoceno superior – Mioceno inferior ?	40
	Formación Lileo (21)	40
2.3.3.	NEÓGENO	43
2.3.3.1.	Mioceno inferior a medio	43
	Formación Arroyo Palao (22)	43
2.3.3.2.	Mioceno medio a superior	44
	Andesita Cerro Moncol (23)	44
	Formación Invernada Vieja (24)	45
	Formación Trapa Trapa (25)	47
2.3.3.3.	Mioceno superior – Plioceno inferior	49
	Formación Mitrauquén (26)	49
	Granodiorita Cerro Columpios (27)	50
2.3.4.	NEÓGENO – CUATERNARIO	51
2.3.4.1.	Plioceno a Pleistoceno inferior	51
	Formación Hualcupén (28)	51
	Formación Las Mellizas (29)	52
	Formación Reñileuvú <i>nom. nov.</i> (30)	53
	Formación Cerro Centinela (31)	55
	Formación Bella Vista (31a)	56
	Formación Riscos Bayos (32)	57
	Formación Copahue (33)	60
	Formación Mandolegüe <i>nom. nov.</i> (34)	61

2.3.5.	CUATERNARIO	63
2.3.5.1.	Pleistoceno 63	
	Colada Basalto El Catreo <i>nom. nov.</i> (35)	63
	Formación Guañaco (36)	63
	Depósitos glacifluviales antiguos (37)	66
	Formación Cerro Trolón <i>nom. nov.</i> (38)	66
	Colada Basalto Pino Andino <i>nom. nov.</i> (39)	67
	Niveles de agradación antiguos (40)	67
	Depósitos morénicos (41)	67
	Depósitos glacifluviales y glacialacustres (42)	68
2.3.5.2.	Holoceno	68
	Depósitos de terrazas del río Neuquen (43)	68
	Depósitos de terrazas de los ríos Agrio y Hualcupén (44)	68
	Depósitos de terraza del río Nahueve (45)	68
	Depósitos de remoción en masa (46)	69
	Depósitos que cubren superficies pedimentadas (47)	69
	Depósitos de cenizas (48)	69
	Formación Las Termas <i>nom. nov.</i> (49)	70
	Depósitos aluvio - coluviales (50)	72
	Depósitos de bajos, mallines y lagunas(51)	72
	Depósitos aluviales (52)	72
3.	ESTRUCTURA	
3.1.	Marco regional de la cordillera Neuquina, entre los S 37° y S 39°	73
3.2.	Marco tectónico	74
3.3.	Estructura mesozoica	74
3.4.	Estructura paleógena	75
3.5.	Estructura neógena	75
3.6.	Zona del arco volcánico Cuaternario	76
3.7.	Retroarco Cuaternario	77
3.8.	Cordones precordilleranos y parte interna de la Faja Plegada del Agrio	77
4.	PALEOMAGNETISMO	77
5.	GEOMORFOLOGÍA	
5.1.	Geoformas derivadas de procesos exógenos	78
5.1.1.	Proceso fluvial	78
5.1.2.	Proceso de remoción en masa	79
5.1.3.	Proceso glaciario	79
5.1.3.1.	Geoformas de erosión glaciaria	79
5.1.3.2.	Geoformas de acumulación glaciaria	80

5.1.4.	Proceso eólico	80
5.2.	Geoformas derivadas de procesos endógenos	80
5.2.1.	Planicie lávica	80
5.2.2.	Planicie estructural lávica	80
5.2.3.	Coladas modernas	80
5.2.4.	Conos volcánicos	80
5.2.5.	<i>Necks</i>	80
6.	HISTORIA GEOLÓGICA	80
7.	RECURSOS MINERALES	82
7.1.	Depósitos de minerales metalíferos	83
7.2.	Depósitos de minerales industriales	91
8.	SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	93
	Agradecimientos	94
	BIBLIOGRAFÍA	95

RESUMEN

La Hoja 3772-IV, ANDACOLLO, está ubicada en la región noroccidental de la provincia de Neuquén, formando parte de la Cordillera Neuquina, extendiéndose al sur del río Nahueve y al norte del río Agrio. Su límite oriental lo constituye la cordillera del Viento y parte del tramo medio del río Agrio y el occidental el cerro Columpios y el complejo volcánico de Copahue, ambos en el sector fronterizo con Chile.

Los centros poblacionales más destacados (de mayor a menor densidad poblacional) son: Andacollo - Huigancó, Caviahue - Copahue, El Cholar, El Huecú y los poblados de Los Miches, Villa Nahueve, Vilú Mallín y Bella Vista. La principal actividad económica varía según la región; en el norte predomina la cría de ganado caprino, ovino y vacuno, sobre todo en sectores de parcelamiento de "veranadas" en los amplios valles con pastizales, mallines y lagunas de deshielos intermontanos. En la villa Caviahue predomina la actividad turística para deportes de invierno y verano, mientras que la zona de los Riscos Bajos tiene un particular interés en turismo antropológico social. La villa de Copahue es un centro termal de alta calidad y variedad en complejos de vapores, soluciones y barros reconocidos en los tratamientos médicos en balneoterapia. La minería ofrece grandes perspectivas particularmente en el distrito aurífero de Andacollo que incluye a la villa de Huigancó.

Las rocas más antiguas aflorantes en la Hoja son de edad paleozoica superior y están representadas por las Formaciones Arroyo del Torreón, Huaraco y La Premia, constituyendo el basamento metasedimentario compuesto por una sucesión de tobas, areniscas y lutitas fosilíferas que afloran únicamente en la ladera occidental de la cordillera del Viento. Con posterioridad a la depositación de la Formación La Premia pero antes del emplazamiento del Granito Huigancó tiene lugar la intrusión de la Andesita Huemules, en el Carbonífero superior - Pérmico inferior. Estas unidades son atravesadas por cuerpos graníticos y granodioríticos denominados Granito Huigancó (Pérmico inferior) y luego por la Dacita Sofia en el Pérmico superior.

Sobre las rocas anteriormente mencionadas se apoya en discordancia un conjunto de brechas, tobas, ignimbritas y mantos andesíticos y riolíticos, de más de 1600 m de espesor, que conforman la cumbre de la cordillera del Viento. Estas volcanitas correspondientes al Grupo Choiyoi se desarrollaron entre el Pérmico superior y el Triásico medio.

En discordancia sobre el Grupo Choiyoi se dispone el Grupo Cuyo que se extiende desde el Pliensbachiano hasta el Calloviano inferior, estando integrado de base a techo por las Formaciones La Primavera (sedimentitas epiclásticas y piroclásticas), Los Molles (pelitas negras), Lajas (areniscas, fangolitas y coquinas) y Tábanos (evaporitas). El volcanismo durante el Calloviano desarrolló andesitas de la Formación Nahueve, separadas en discordancia regional se acumularon durante el Calloviano medio al Oxfordiano sedimentitas del Grupo Lotena integradas por las Formaciones Lotena (epiclásticas) y el par La Manga + Auquilco (calizas y evaporitas). Tras la acción de la fase que determinó la Discordancia Araucánica se depositó el Grupo Mendoza, acumulándose en primer término los conglomerados, areniscas y tobas de la Formación Tordillo en el Kimmeridgiano. A continuación se registra la depositación, entre el Tithoniano y el Hauteriviano inferior, de las Formaciones Vaca Muerta (pelitas, margas bituminosas, calizas), Mulichinco (conglomerados, areniscas, calcarenitas, coquinas) y el tramo inferior de la Formación Agrio (pelitas, calizas, coquinas). Durante el Cretácico superior se desarrolló el complejo piroclástico-lávico de la Formación Epulauquen, integrado por andesitas, basaltos y brechas andesíticas.

Los primeros registros cenozoicos están representados por volcanitas mesosilíceas y rocas piroclásticas del Grupo Molle (Paleoceno superior - Eoceno medio) el cual es cubierto por sedimentitas continentales lacustres de la Formación Lileo (Oligoceno superior - Mioceno inferior?). Sobre esta última unidad se disponen, en relación de supuesta discordancia, los depósitos de la Formación Arroyo Palao del Mioceno inferior y medio, representados por sedimentitas lacustres y fluviales con aporte de material piroclástico. Tanto la Formación Lileo como la Formación Arroyo Palao son portadoras de un variado contenido de microflora y fauna fósil que las permite determinar como unidades estratigráficas diferentes. La Andesita Cerro Moncol de edad miocena media a superior está representada por intrusivos hipabisales que afectan los depósitos paleógenos del Grupo Molle en el sector occidental. Las Formaciones Trapa Trapa e Invernada Vieja son depósitos volcanoclásticos y lávicos de episodios eruptivos mesosilíceos originados durante el Mioceno medio a superior. Interdigitados lateralmente con la Formación Trapa Trapa se reconocieron andesitas,

ignimbritas y conglomerados fluviales de la Formación Mitrauquén. En el Mioceno superior, las Formaciones Arroyo Palao y Trapa Trapa fueron intruidas por cuerpos granodioríticos denominados Granodiorita Cerro Columpios.

En el sector sur de la Hoja, particularmente en la región de Copahue-Caviahue, se desarrolla en el Plioceno hasta el Pleistoceno inferior un intenso volcanismo central representado por espesos mantos lávicos andesíticos y piroclásticos de composición ácida a intermedia de la Formación Hualcupén. Depósitos de explosión con tobas y flujos ignimbriticos ácidos de la Formación Riscos Bayos del Plioceno superior se asocian al colapso de una caldera centrada en la actual laguna de Caviahue (del Agrío). También durante el Plioceno se acumularon depósitos sedimentarios y volcánicos de la Formación Las Mellizas. Centros volcánicos y coladas basálticas confinadas en la región de la laguna Trolope y el margen norte de la laguna Caviahue hacia el curso norte del río Agrío constituyen gran parte de las manifestaciones volcánicas del Pleistoceno superior. Asimismo, el volcanismo ácido Pleistoceno está representado por la Formación Cerro Trolón.

Durante gran parte del Pleistoceno e inicios del Holoceno se desarrollaron pequeños centros eruptivos y la base del edificio volcánico actual del Copahue, constituidos principalmente por basaltos y riolitas agrupados en la Formación Copahue. Contemporáneamente hacia el este se desarrolló un campo con numerosos domos, conos piroclásticos y monogénicos de composición basáltica denominados Formación Mandolegüe. La Colada Basalto Pino Andino, cuyos cráteres de emisión se presumen al noroeste del codo del río Agrío, es de edad pleistocena. En la actualidad, en erupciones históricas y recientes, se desarrolla una actividad volcánica, fumarólica e hidrotermal dando lugar a rocas lávicas, piroclásticas y acumulaciones de cenizas andesítico-basálticas de la Formación Las Termas.

En el sector norte de la Hoja, por otra parte, durante el Plioceno en la región comprendida entre el cerro Centinela y el cerro Bonete, también ocurrieron episodios volcánicos de gran distribución areal. La Formación Reñileuvú conforma extensas

mesetas andesíticas que se distribuyen discordantemente sobre unidades miocenas deformadas. Asimismo, durante el Plioceno inferior a superior temprano, un volcán central dio lugar a depósitos de flujos y lavas andesítico-basálticas de la Formación Cerro Centinela, en tanto que en el Pleistoceno inferior también se desarrollaron numerosos conos monogénicos de composición basáltico olivínica constituidos por la Colada Basalto Arroyo El Catreo y la Formación Guañaco. Este período también se caracterizó por la acumulación de depósitos glacifluviales, glacialacustres y morénicos debido a la intensa actividad glaciaria. Depósitos de ceniza provenientes de erupciones históricas y recientes del volcán Antuco, ubicado en territorio chileno, asoman en las inmediaciones de la frontera. Además, en toda la superficie de la Hoja se desarrollaron depósitos de remoción en masa, de cobertura de pedimentos, de bajos, acumulaciones de cenizas volcánicas y en menor proporción aluviales y coluviales.

La estructura de la comarca fue afectada por la fragmentación en bloques del basamento Paleozoico acompañada por reactivaciones que permitieron la generación de relieve a partir de la inversión tectónica de depocentros extensionales del Triásico superior - Jurásico inferior y del Paleógeno. Las fases compresivas tuvieron lugar en el Jurásico superior, el Cretácico superior el Eoceno superior y el Mioceno superior. Durante el Neógeno prácticamente no se construyó relieve por lo que el ascenso orogénico es principalmente Mesozoico a Paleógeno, habiendo mediado extensión entre los mismos. Se registra actividad neotectónica por reactivación de fallas de basamento, definiéndose un frente orogénico a la altura de Andacollo en el quiebre topográfico de la cordillera, el cual resulta más proximal que el frente orogénico Mioceno que se encuentra a la altura de la sierra de Huantraicó en el sector oriental, fuera de la Hoja. También hay actividad neotectónica vinculada a cuencas transtensionales en la zona de arco volcánico.

Los recursos minerales de la Hoja están dados principalmente por minas de oro emplazadas en la comarca de Andacollo, a las que se suman depósitos de baritina y celestina. También contribuyen a la minería de la región estudiada explotaciones de canteras de lajas de volcanitas y pórfidos y áridos para la construcción.

ABSTRACT

The geological sheet 3772-IV, ANDACOLLO, is located in the northwestern region of Neuquén Province being part of the Cordillera Neuquina, extending south of Nahueve River and north of Agrío River. Its eastern boundary is the Cordillera del Viento. The Columpios hill at the north and the Volcanic Complex of Copahue to the south, trace the international Chile-Argentina frontier.

The most populated centers are: Andacollo-Huingancó, Caviahue-Copahue, El Cholar and El Huecú, and the villages of Los Miches, Villa Nahueve, Vilú Mallín, Cayanta, and Bella Vista among smaller ones. Production and industry varies upon the region; to the north, bovine, cattle and goat breeding prevails during “*veranadas*” which consist on summer breeders’ nomad migrants settled on fertile high mountain glacial valleys. Caviahue village presents summer and winter tourist attractions. In addition, the Riscos Bayos area has social anthropological and geological features of interest. The Copahue village with its high quality hot springs, mineral sulfide vapors, mud and thermal attractions (used for medical treatments and balneotherapy), places this area as the best geosite of the Neuquen province. Mining activity offers important prospects in the Andacollo Gold District settling Huingancó and Andacollo cordilleran cities, located in the western flank of the Cordillera del Viento (Range of the Wind).

Stratigraphically, the oldest outcrops (Upper Paleozoic) are represented by Arroyo del Torreón, Huaraco and La Premio Formations constituting a metasedimentary basement formed by a succession of tuffs, sandstones and fossiliferous claystones, these outcrop in the western slope of the Cordillera del Viento. After the deposition of the La Premio Formation prior to the Granito Huingancó, the intrusion of the Andesita Huemules in the Late Carboniferous – Early Permian took place. These units are crossed over by granite and granodioritic bodies named the Granito Huingancó (Lower Permian) and the Dacita Sofia during the Upper Permian.

Above the mentioned units, breccias, tuffs, ignimbrites, andesitic and rhyolitic rocks of 1.600 m in thickness, termed the Choiyoi Group, overlie in unconformity. The upper unit is exposed at La Corona hill (2.991 m), the Cordillera del Viento summit. These volcanoclastic set is considered of Upper Permian to Middle Triassic age.

During the Pliensbachian, a diastrophic phase caused the Rioatuelican unconformity, being the

Choiyoi Formation overlaid by sedimentites of the Cuyo Group, which extends in age from the Pliensbachian to the early Callovian. It is composed by La Primavera Formation (epiclastic and pyroclastic sedimentites), volcanic rocks of the Nahueve Formation (andesites) and sedimentary rocks of Los Molles (black shales), Lajas, (sandstones, siltstones and coquinas) and Tábanos (evaporites) Formations. Separated by the Lotenican unconformity, during the Middle Callovian to the Oxfordian, the Lotena Group was deposited. It is constituted by the Lotena (conglomerates, sandstones and shales) and La Manga + Auquilco (limestones and evaporites) Formations. After the action of the Araucanian phase, during the Kimmeridgian the Tordillo Formation (conglomerates, sandstones and siltstones) was deposited. This unit is genetically related with the Mendoza Group, which is developed, in the mapped area, from the Tithonian to the early Hauterivian. The Vaca Muerta (oil shales) and Mulichinco (sandstones and coquinas) Formations, as well as the lower section of the Agrío Formation (shales, limestones and coquinas) represent it. During the Upper Cretaceous, andesites, basalts and andesitic breccia form a pyroclastic-volcanic complex known as the Epulauquen Formation.

Early Cenozoic records are represented by mesosilicic volcanic and pyroclastic rocks of the Molle Group (Upper Paleocene - Middle Eocene) which is covered by continental lacustrine sedimentites of the Lileo Formation (Late Oligocene - Early Miocene ?). During the Early to Middle Miocene, deposits of the Arroyo Palao Formation are represented by lacustrine and fluvial sedimentites with varied pyroclastic components. The Andesita Cerro Moncol of Middle to Late Miocene age intrudes paleogene deposits of the Molle Group in the western sector. The Trapa -Trapa and Invernada Vieja Formations constitute volcanoclastic and lavic stratified deposits derived from mesosilicic eruptive episodes developed during the Middle to Upper Miocene. The Mitrauquén Formation is represented by andesites, ignimbrites and fluvial conglomerates, and it is interbedded with the Trapa – Trapa Formation. During the Upper Miocene, the Arroyo Palao and Trapa – Trapa Formations were intruded by granodiorite bodies which are called Granodiorita Cerro Columpios.

In the southern part of the mapped area, in the Copahue-Caviahue region, Pliocene to Lower

Pleistocene evolved an intense central volcanism represented by the Hualcupén Formation, constituted by thick lavic and pyroclastic layers of mesosilicic composition. A caldera collapse centered in the present Caviahue (del Agrío) lake is inferred due to explosive tuffs and ignimbritic flow deposits of Riscos Bayos Formation, of Late Pliocene age. Therefore, a succession of sedimentary and volcanic deposits form Las Mellizas Formation during Pliocene too. Volcanic centers and basaltic lava confined in the Trolope lakes region and the northern margin of Caviahue lake to northern Agrío river constitute in the Late Pleistocene a local volcanism. Acidic Pleistocene volcanism is represented by the Cerro Trolón Formation.

During the Late Pleistocene and Early Holocene, minor eruptive centers and the lower part of Copahue volcano edifice were constructed, forming the Copahue Formation, which consists of basandesitic and rhyolitic rocks. Contemporaneously, an eastward volcanic field with basaltic domes and pyroclastic and monogenic cones formed the Mandolegüe Formation, which unconformably overlies the Paleogene volcanic Molle Group. The Pleistocene unit Colada Basalto Pino Andino is disconnected from their emission centers presumably located northwestward. During historical and present Copahue eruptions, fumarolic and geothermal activity, lava flows, pyroclastic and ash accumulations of andesitic and basaltic composition are included under the denomination of Las Termas Formation

On the other hand, during the Pliocene, in the northern area, the region of Centinela and Bonete hills was disturbed by volcanic episodes of regional distribution that resulted in extensive andesitic “mesetas” of the Reñileuvú Formation, which are unconformably distributed over Miocene units along the Reñileuvú river. A few kilometers north, the poligenic volcanic center of Centinela volcano of

Middle to Late Pliocene age is recorded. It is formed by andesitic to basaltic pyroclastic flows and lavas of the Centinela Formation. In the north-western sector of the sheet, Lower Pleistocene volcanism display the most modern volcanic activity, characterized by monogenic cones of basaltic composition known as Guañaco Formation and Colada Basalto El Catreo. The Pleistocene is also represented by glacifluvial, glacialacustrine and moraine deposits occurred during intense regional glacial periods. Waste mass, pediment covering, volcanic ash and, and in a less proportion alluvial and colluvial deposits are distributed along the mapped region. During the Holocene, including historical and recent eruptions, ash deposits from the Chilean Antuco volcano were also recorded.

Structurally, the studied area is characterized by a Paleozoic block fragmentation controlled by reactivation which persisted until the relief generation from tectonic inversion of extensional depocenters originated during Late Jurassic, Late Cretaceous, and possibly Late Eocene to Late Miocene ages. During Neogene there was practically non-relief construction, restringing the orogenes only from Mesozoic to Paleogene ages, with considerable extensional periods. In fact, at Andacollo latitudes, the topographic cordillera inflection would be a fossil belt involving neotectonic activity through fault basement reactivation, probably defining an orogenic front. It has been also recorded neotectonic activity associated to transtensional basins in the volcanic arc area of the mapped area.

The mineral resources of the mapped area are principally gold mines located around the Andacollo City, as well as barite and celestine deposits. Exploitation of quarries of “lajas de volcanitas”, “pórfidos” and aggregates for the building industry, also contribute to the mining profile of the studied region.

1. INTRODUCCION

UBICACIÓN DE LA HOJA Y ÁREA QUE ABARCA

La Hoja 3772-IV, ANDACOLLO, se encuentra ubicada en la región noroccidental de la provincia del Neuquén, abarcando parte de los departamentos Minas y Ñorquín. El área que ocupa está delimitada por las coordenadas de 37° y 38° de latitud sur y 70° 30' de longitud oeste, en tanto que su límite occidental lo constituye la línea fronteriza entre Argentina y Chile. La superficie total de la Hoja es de aproximadamente de 7.000 km².

Comprende parcialmente a las siguientes Hojas a escala 1:200.000 de la antigua subdivisión del Mapa Geológico-Económico de la República Argentina: 32a, Cordillera de Reñileuvú y 33a, Volcán Copahue completas (no editadas) y el sector occidental de las Hojas 32b, Chos Malal y 33b, El Hucú.

NATURALEZA DEL TRABAJO

El presente estudio ha sido confeccionado siguiendo las normas para la realización y presentación de hojas geológicas del Mapa Geológico Nacional de Argentina a la escala 1:250.000, del Servicio Geológico Minero Argentino, SEGEMAR.

Para la confección del mapa e informe de la Hoja 3772-IV, ANDACOLLO se utilizó la información geológica obtenida durante el levantamiento de la región de la cordillera de Reñileuvú y el cerro Centinela (Rovere y Caselli, 1992; Rovere 1993a; 1998) para la preparación de la Tesis doctoral a presentarse en la Universidad de Buenos Aires, de la Hoja 32b, Chos Malal en el sector oriental (Zöllner y Amos, 1973) y de trabajos realizados en la región del volcán Copahue (Groeber, 1920a; JICA, 1983; Pesce, 1981; Bermúdez y Delpino, 1989). En consecuencia, este trabajo es el resultado de la investigación, compilación de datos y unificación nomenclatural de la información geológica preexistente de la región, a

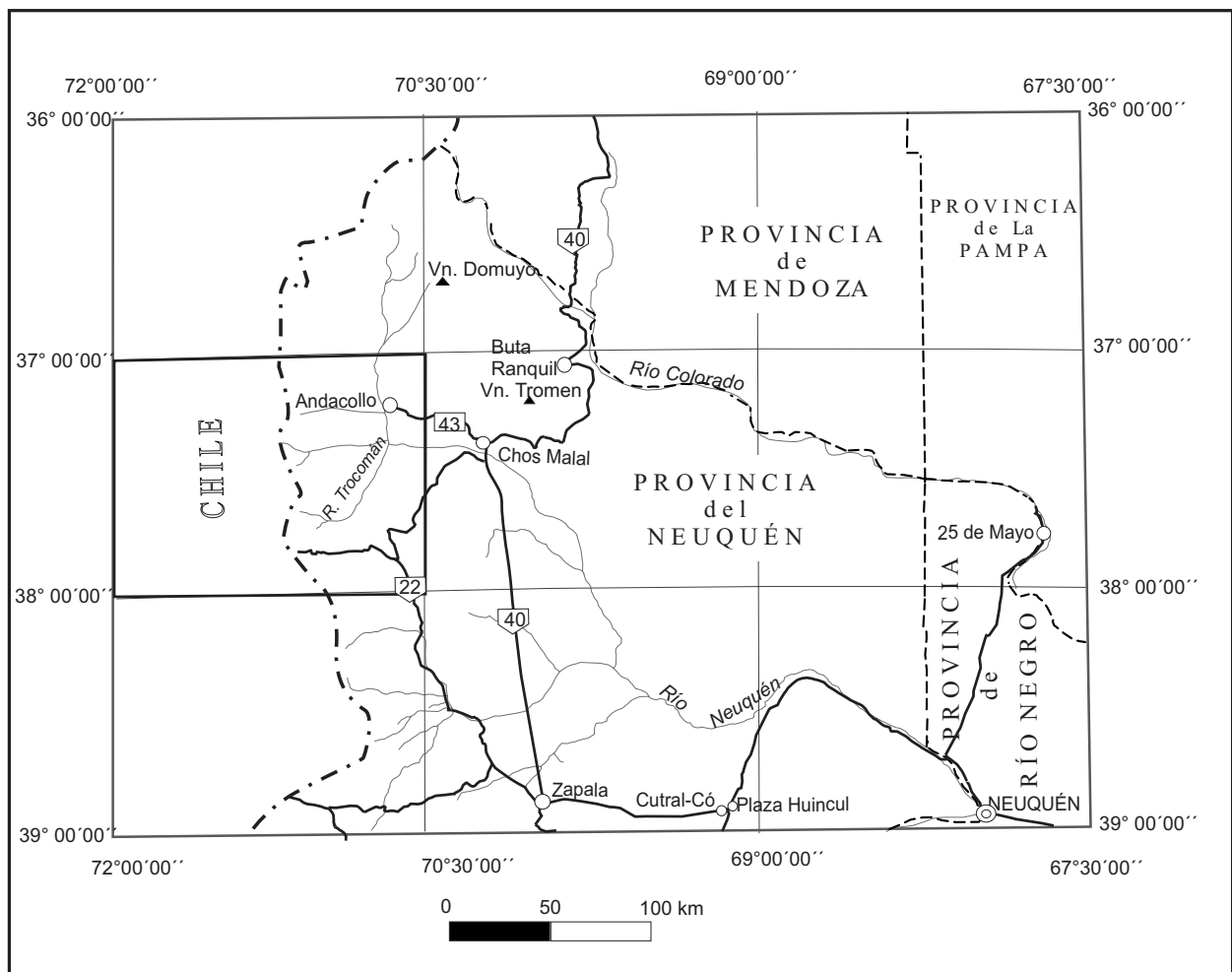


Figura 1: Mapa de ubicación.

la que se suman observaciones originales obtenidas durante trabajos de campo efectuados para la confección de esta Hoja.

El estudio de cortes petrográficos de rocas ígneas en el presente informe fue efectuado por la Lic. Graciela Santamaría y el de rocas sedimentarias por la Lic. Adelma Bayarsky. También se agradece la colaboración en las interpretaciones petrográficas a la Lic. Mariela Echeverría.

INVESTIGACIONES ANTERIORES

Además de los antecedentes citados en el apartado anterior, cabe destacar los trabajos de índole regional efectuados previamente en la comarca por Pérez Ruedi (1968), Niemeyer y Muñoz (1983), Rapela y Llambías (1984), Mutti *et al.* (1994), Méndez *et al.* (1995) y Ramos (1998). También merecen citarse las obras de síntesis de Leanza (1981a) y Zöllner y Amos (1973).

2. ESTRATIGRAFÍA

RELACIONES GENERALES

La Hoja 3772-IV, ANDACOLLO, está comprendida dentro de la sección austral de la provincia geológica denominada Cordillera Principal, en tanto que el sector oriental incluye cordones correspondientes al denominado Engolfamiento Neuquino.

Las rocas aflorantes más antiguas corresponden al Paleozoico superior, compuestas por sedimentitas y tobas que indican una ingesión marina intercalada con episodios volcánicos que aparecen únicamente en la ladera occidental de la cordillera del Viento. Estas secuencias de edad carbonífera superior, están representadas por las Formaciones Arroyo del Torreón, Huaraco y La Premia. Con posterioridad a la depositación de la Formación La Premia, pero antes del emplazamiento del Granito Huingancó, tiene lugar la intrusión de la Andesita Huemules. Las unidades previamente citadas son atravesadas por cuerpos graníticos y granodioríticos conocidos como Granito Huingancó, los que arrojan una edad pérmica inferior, un poco más antigua que la de la Dacita Sofía, de edad pérmica superior.

Sobre las rocas anteriormente mencionadas, se apoya en discordancia un conjunto de brechas, tobas, ignimbritas y mantos andesíticos y riolíticos, que conforman la cumbre de la cordillera del Viento. Estas

volcanitas, correspondientes al Grupo Choiyoi, se extienden entre el Pérmico superior y el Triásico medio.

El Grupo Cuyo se inicia en la comarca estudiada con la depositación en el Pliensbachiano y el Toarciano inferior de una sección predominantemente tobácea (Formación La Primavera), a la que sucede una espesa sección pelítica (Formación Los Molles), la que se extiende desde el Toarciano superior al Calloviano inferior en Chacay Melehue y hasta el Bajociano inferior en el área de los arroyos Agua Fría y Mulichinco, donde es cubierta por la Formación Lajas. En el Calloviano inferior tardío se desarrolla un evento de desecación de la cuenca que se vincula con la generación de pelitas y evaporitas de la Formación Tábanos, la cubre según la región de que se trate a las dos unidades previamente citadas. Durante el Calloviano, se desarrolló un volcanismo andesítico representado por la Formación Nahueve. Esta actividad magmática tuvo lugar como consecuencia de un importante evento tectonomagmático cuya culminación marca la Discordancia Loténica y el inicio de la evolución de una cuenca marina durante el Calloviano medio al Oxfordiano caracterizada por el Grupo Lotena (Formaciones Lotena, La Manga y Auquilco). Posteriormente a los movimientos que determinaron la Discordancia Araucánica, se depositó en el Kimmeridgiano la Formación Tordillo, la que está genéticamente vinculada con el Grupo Mendoza, a su vez integrado por las Formaciones Vaca Muerta, Mulichinco y Agrio, que se acumularon formando parte del Engolfamiento Neuquino durante el Tithoniano al Hauteriviano inferior. A fines del Cretácico se desarrolla un magmatismo eruptivo de arco al oeste de la cordillera del Viento manifestado a través de rocas volcánicas y brechas andesíticas de la Formación Epulauquen.

Los primeros registros cenozoicos están representados por volcanitas mesosilícicas y rocas piroclásticas del Grupo Molle (Paleoceno superior – Eoceno medio) el cual es cubierto por sedimentitas continentales lacustres de la Formación Lileo (Oligoceno superior – Mioceno inferior?).

Durante el Mioceno, entre los 18 y 8 Ma, centros volcánicos andesíticos generaron cuencas intermontanas elongadas, en tanto que sucesivos pulsos de compresión transtensiva reactivaron fallas que plegaron estratos dúctiles y generaron nuevas zonas de fracturación hacia el este que fueron reactivadas posteriormente durante el Neógeno y Cuaternario. Asimismo, sucesivos episodios volcá-

ERAS	SIST.	SERIE	PISO	UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	LITOLOGÍA	ESP. (en m)	Discordancias principales		
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO		Depósitos aluviales (52)	Gravas, arenas, limos, arcillas				
				Depósitos de bajos, mallines y lagunas (51)	Arena fina, limos				
				Depósitos aluvio-coluviales (50)	Gravas, arenas, limos, arcillas				
				Formación Las Termas (49)	Andesitas, basaltos, piroclastitas, cenizas				
				Depósitos de ceniza (48)	Lapilli, cenizas				
				Depósitos que cubren superficies pedimentadas (47)	Gravas, arenas				
				Depósitos de remoción en masa (46)	Bloques, gravas, arenas				
				Depósitos de terrazas del río Nahueve (45)	Conglomerados, gravas, arenas, limos				
				Dep. de terrazas de los ríos Agrio y Hualcupén (44)	Conglomerados, gravas, arenas, limos				
		PLEISTOCENO	Formación Copahué (33)		Depósitos de terrazas del río Neuquén (43)	Conglomerados, gravas, arenas, limos			
					Depósitos glaciafluviales y glacialacustres (42)	Bloques, gravas, arenas			
					Depósitos morénicos (41)	Bloques, gravas, arenas			
					Niveles de agradación antiguos (40)	Conglomerados, areniscas			
					Colada Basalto Pino Andino (39)	Basaltos olivínicos			
					Formación Cerro Trolón (38)	Riolitas, ignimbritas, basandesitas			
					Depósitos glaciafluviales antiguos (37)	Conglomerados, bloques, <i>chirri</i> estratificado			
					Formación Guañaco (36)	Basaltos olivínicos			
					Colada Basalto El Cateo (35)	Basaltos, andesitas			
				Formación Mandolegüe (34)	Basaltos, andesitas, tobas				
	NEÓGENO	PLIOCENO	Superior	Formación Hualcupén (28)	Fm. Las Mellizas (29) Fm. Rehilevu (30)	Formación Riscos Bayos (32)	33) Basaltos, andesitas, brechas, riolitas		
			Medio			Miembro Bella Vista (31a)	32) Ignimbritas, tobas soldadas		
			Inferior			Formación Cerro Centinela (31)	31a) Basaltos, andesitas, brechas 31) Andesitas, andesitas basálticas, tobas 30) Andesitas, brechas, basaltos	1200	
		MIOCENO	Superior	C° Moncol (23)	Fm. Invernada Vieja (24) Fm. Trapa (25)	Formación Mitracuquén (26)	Granodiorita C° Columpios (27)	27) Granodioritas, dioritas, tonalitas	
			Medio				Andesita C° Moncol (23)	26) Conglomerados, ignimbritas, andesitas	400
			Inferior				Formación Arroyo Palao (22)	25) Andesitas basálticas, brechas andesíticas 24) Tobas, aglomerados volcánicos	1000
	PALEÓGENO	OLIGOCENO	Superior	Formación Lileo (21)		23) Andesitas, pórfidos, aglomerados, etc.			
		EOCENO	Medio	Grupo Molle (20)					
			Inferior						
		PALEOCENO	Superior						
	MESOZOICO	CRETÁCICO	SUPERIOR	Cenomaniano	Formación Epulauquen (19)		Andesitas, basaltos		
			INFERIOR	Hauteriviano	Formación Agrio (Mb. Pilmatué) (18)		Calizas, pelitas, coquinas	220	
				Valanginiano	Formación Mulichinco (17)		Conglomerados, areniscas, calcarenitas, etc.	160	
		MALM	Berriasiano	Formación Vaca Muerta (16)		Pelitas, margas bituminosas, calizas	650		
Tithoniano			Formación Tordillo (15)		Conglomerados, tobas, areniscas	605			
OXFORDIANO			Formación La Manga + Auquillo (14)		14) Calizas, pelitas, yeso	45			
			Formación Lotena (13)		13) Conglomerados, areniscas, arcilitas	180			
DOGGER			Calloviano	Fm. Nahueve (12)	Formación Tábanos (11)	12) Andesitas, brechas andesíticas	50		
			Bathoniano	Fm. Lajas (10)		11) Calizas, pelitas, yeso	60		
		Bajociano	Formación Los Molles (9)		10) Areniscas, limolitas, arcilitas, coquinas, calizas	850			
LIÁSICO		Aaleniano	Formación La Primavera (8)		9) Lutitas, areniscas, limolitas, margas	400			
		Toarciano							
TRIÁSICO		Medio	Grupo Choiyoi (7)		Brechas, tobas, ignimbritas, andesitas, riolitas	900			
		Inferior							
PALEOZOICO SUPERIOR		PÉRMICO	Superior	Dacita Sofa (6)		Dacitas	-		
	Inferior		Granito Huigancó (5)		Granitos, granodioritas	-			
	CARBONÍFERO	Superior	Formación La Premia (3)	Andesita Huemules (4)	(3) Tobas andesíticas (4) Andesitas	3500			
		Inferior	Formación Huaraco (2)		Lutitas, areniscas, conglomerados	700			
		Formación Arroyo del Torreón (1)		Tobas dacíticas	1.800				

Contacto intrusivo
 Contacto discordante
 Contacto concordante

Cuadro 1. Síntesis estratigráfica de la Hoja 3772-IV, Andacollo.

nicos y la actividad sísmica controlaron los márgenes lacustres que continuaron desarrollándose en el sur y oeste de esta región. El proceso de exhumación del *stock* intrusivo del cerro Columpios se inició aproximadamente a los 12.6 Ma y finalizó a los 10.8 Ma.

Los depósitos sedimentarios lacustres de la Formación Arroyo Palao fueron posteriormente disectados por un manto andesítico de lavas y brechas subhorizontales de la Formación Trapa Trapa. Esto es interpretado como la fosilización de una falla activa, y posiblemente reactivada durante el Mioceno por depósitos volcánicos del Mioceno superior. En la zona del cerro Moncol ignimbritas intercaladas con depósitos conglomerádicos de conos aluviales y ríos gravosos conforman la Formación Mitrauquén.

Finalizando el Mioceno, al noreste, en la región de Las Ovejas se desarrollaron gruesos depósitos de tobas y brechas andesíticas de la Formación Invernada Vieja indicando actividad volcánica de proveniencia occidental. Estos depósitos fueron deformados durante el Plioceno.

En el sur, en la región de Copahue-Caviahue, durante el Plioceno hasta el Pleistoceno inferior se desarrolló un intenso volcanismo central representado por la Formación Hualcupén constituido por espesos mantos lávicos y piroclásticos de composición mesosilícica. El colapso de una caldera central en la actual laguna de Caviahue (del Agrio) se asocia con depósitos de flujos ignimbríticos riolíticos y reoignimbritas que originaron en el Plioceno superior las Formaciones Las Mellizas y Riscos Bayos. El volcanismo Pleistoceno constituye menor volumen de rocas eyectadas y se desarrolla al oeste en pequeños centros eruptivos y en el edificio volcánico actual del Copahue, constituyendo la Formación Copahue. Contemporáneamente se desarrolló hacia el este un campo con numerosos domos, conos piroclásticos y monogénicos de composición polimodal basáltica a traquiandesítica (Formación Mandolegüe y Colada Basalto Pino Andino). El volcanismo explosivo ácido pleistoceno está bien documentado en la Formación Cerro Trolón. Durante el Holoceno, en erupciones históricas y recientes, se depositaron rocas lávicas, piroclásticas y acumulaciones de cenizas mesosilícicas de la Formación Las Termas.

En el norte, en la región comprendida entre el cerro Centinela y el cerro Bonete, durante el Plioceno ocurrieron episodios volcánicos de gran distribución areal. Extensas mesetas andesíticas del Plioceno

medio a superior denominadas Formación Reñileuvú se distribuyen discordantemente sobre unidades miocenas. Concomitantemente, el volcán central Centinela da lugar a depósitos de flujos y lavas andesítico-basálticas de la Formación Cerro Centinela. Durante el Pleistoceno predomina el volcanismo monogénico de composición basáltica constituido por la Formación Guañaco y la Colada Basalto El Catreo.

El Pleistoceno está caracterizado por depósitos glacifluviales, glacialacustres y morénicos debido a la intensa actividad glaciaria. También se generaron depósitos de remoción en masa, depósitos de cobertura de pedimentos, de bajos, de cenizas volcánicas y en menor proporción aluviales y coluviales.

2.1. PALEOZOICO

2.1.1. CARBONÍFERO

Las tres unidades incluidas en el Carbonífero, que se describen a continuación, fueron reunidas anteriormente en la “Serie de Andacollo”, la cual estaba integrada por un conjunto sedimentario-piroclástico que fue dividido por Zöllner y Amos (1955) en tres grupos litológicos (Tobas Inferiores, Formación Huaraco y Tobas Superiores). Si bien más tarde fue referida por Digregorio (1972) como Grupo Andacollo, Turner y Cazau (1978) desechan dicha denominación de Grupo por estar separadas las Formaciones por discordancias. Posteriormente, Méndez *et al.* (1995) renombraron a las Tobas Inferiores y a las Tobas Superiores como Formaciones Arroyo del Torreón y La Premia, respectivamente.

Formación Arroyo del Torreón (1)

Tobas dacíticas

Antecedentes

Zöllner y Amos (1955) fueron los primeros en describir a esta unidad, denominándola como Tobas Inferiores, dentro de lo que llamaron “Serie de Andacollo”. Estos autores caracterizaron litológicamente a esta sucesión de tobas las que posteriormente fueron descriptas por Stoll (1957). Recientemente, Méndez *et al.* (1995) en un trabajo de integración del orógeno andino designaron a esta unidad como Formación Arroyo del Torreón.

Distribución areal

La Formación Arroyo del Torreón está expuesta en ambos márgenes del río Neuquén en forma discontinua entre la localidad de Andacollo y el arroyo Memanqué y al este del cerro La Premia, en la ladera occidental de la cordillera del Viento, como se ilustra en la Foto 1. Los afloramientos más estudiados se encuentran en la desembocadura del arroyo Huaraco y en la región aledaña a la ex – Planta de la Empresa Minera Huaraco.

Litología

La Formación Arroyo del Torreón está compuesta en su mayor parte por tobas silicificadas cuyas características texturales y cromáticas varían de un lugar a otro. Se presentan en color gris blanquecino con tonalidades verdosas, castañas y rojizas. Principalmente son macizas aunque a veces se observa laminación horizontal. Estos afloramientos se distinguen de los de la unidad sobreyacente por su color bayo de alteración superficial, la estructura maciza y gran dureza que resalta sobre el suave relieve. Composicionalmente, se trata de tobas dacíticas con fases riódacíticas y andesíticas. Presentan textura porfiroclástica con fenoclastos de 1 a 5 mm dispersos en una matriz de grano fino muy alterada, posiblemente feldespática. Los cristaloclastos constituyen el 15-20 % de la roca y son de feldespato (plagioclasa) y cuarzo. Los litoclastos se encuentran en menor proporción y corresponden a fragmentos de andesitas y areniscas. Los minerales de alteración son principalmente cuarzo, epidoto, calcita, clorita y sericita.

A pesar de que en ningún lugar se pudo medir una sección completa, la potencia máxima estimada fue de 1800 m (Zöllner y Amos, 1955, 1973), aunque registros parciales acusaron potencias no mayores a los 280 m (Digregorio, 1972).

Relaciones estratigráficas

No se ha reconocido la base de esta unidad por estar oculta y subyace en suave discordancia angular a las sedimentitas de la Formación Huaraco. Esta relación se observa al este de la localidad de Andacollo, sobre las quebradas de los arroyos Huaraco y Torreón. Otra evidencia que indica dicha discontinuidad es el importante diaclasamiento que presentan. Méndez *et al.* (1995) refieren a esta discordancia a la Fase Malimánica o a la Chánica, vinculándola al magmatismo Neofamatínico.

Edad y correlaciones

Esta entidad carece de fósiles, pero sobre la base del contenido de invertebrados y flora de la unidad sobreyacente (Formación Huaraco), Zöllner y Amos (1955, 1973) la consideraron de edad carbonífera inferior, sin descartar la posibilidad de una edad devónica.

Formación Huaraco (2)

Lutitas, areniscas, conglomerados

Antecedentes

Los afloramientos de la Formación Huaraco fueron mencionados por primera vez por Backlund (1923), quien consideró que eran del Pérmico. Años más tarde, Leidhold encontró los braquiópodos estudiados por Leanza (1945), lo que permitió reubicarla en el Carbonífero. Luego Zöllner y Amos (1955) describieron a esta unidad, incluida en lo que denominaron “Serie de Andacollo”. Posteriormente Stoll (1957) hace una descripción pormenorizada de estas capas sedimentarias denominándolas “Serie sedimentaria carbonífera”.

Distribución areal

Esta unidad está expuesta en la ladera occidental de la cordillera del Viento, a lo largo de un afloramiento más o menos continuo que se extiende desde el cerro Minas hasta el arroyo Memanqué. Además, se presenta como una delgada faja al este del corrimiento que afecta al cerro La Premia.

Litología

Esta unidad está compuesta principalmente por lutitas, arcilitas, arcilitas arenosas y limolitas de color verde oscuro a negro con intercalaciones de areniscas finas. En la parte inferior se intercalan bancos de areniscas cuarcíferas con alteración baya, que suelen confundirse con los de la Formación Arroyo del Torreón. Hacia la parte superior de la unidad hay un aumento gradual de areniscas, medianas a gruesas, que se intercalan con pelitas y areniscas finas bituminosas, alternando con delgados bancos conglomerádicos. Donde la Formación Huaraco ha sido intruida por el batolito granítico-granodiorítico, sus rocas han sido convertidas en *hornfels* por metamorfismo térmico, dando lugar a recristalización de los constituyentes arcillosos en abundante moscovita y escasa biotita.

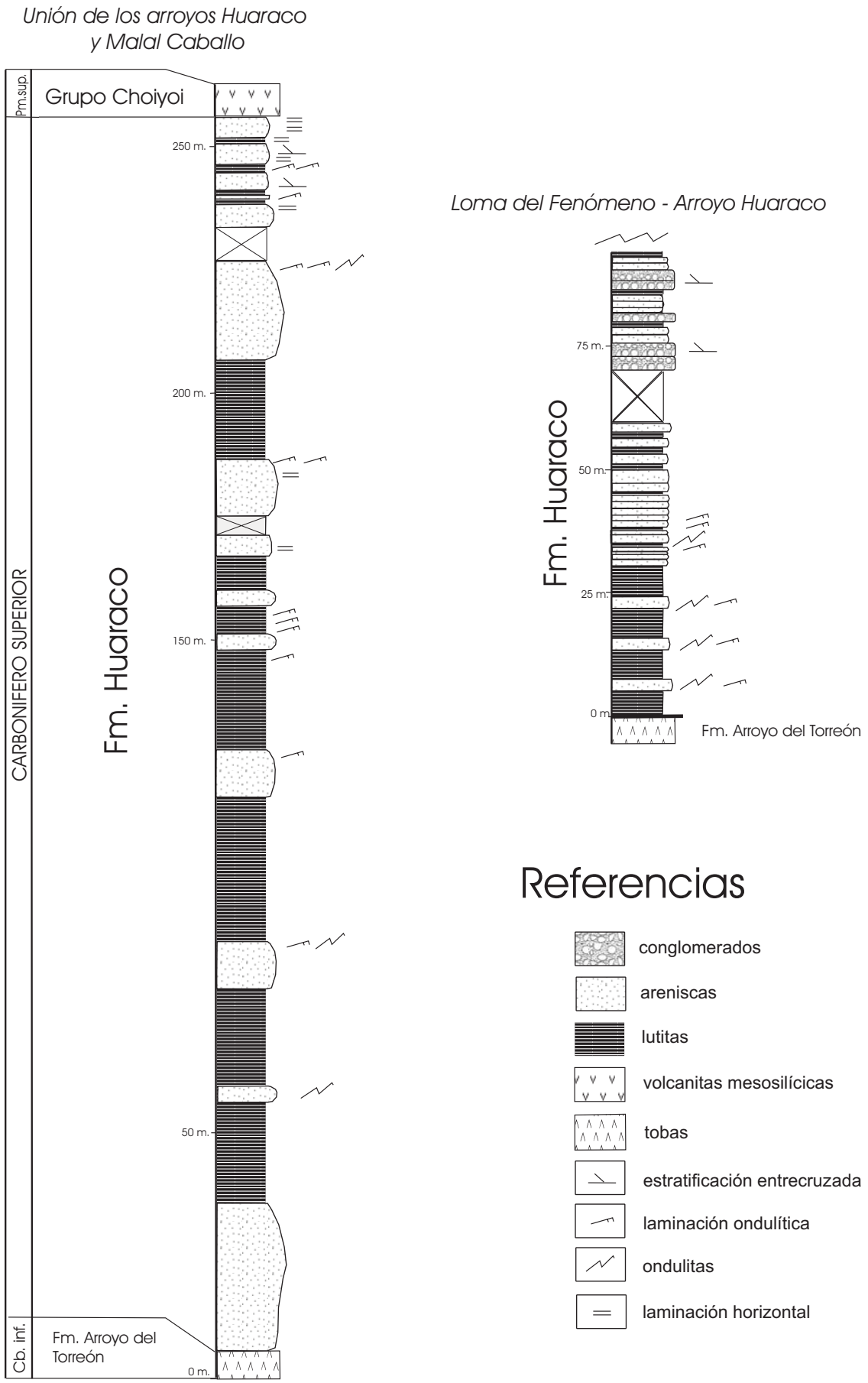


Figura 2. Perfiles columnares de la Formación Huaraco



Foto 1: Formaciones Arroyo del Torreón y Huaraco intruidas por el Granito Huingancó y la Dacita Sofia. El Grupo Choiyoi cubre en las altas cumbres a las unidades citadas. Obsérvese las terrazas de lixiviación de la planta de la mina Sofia, cerro Minas (antena) y la Loma del Fenómeno. Ladera occidental de la Cordillera del Viento, sur de Huingancó y noreste de Andacollo. Ubicación: S 37° 11' - O 70° 42'.

Un perfil integrado de esta unidad levantado en la margen izquierda del arroyo Huaraco y en la unión de este arroyo con el Malal Caballo (Figura 2) permite apreciar el abundante contenido de lutitas negras que presenta la misma. En dicho perfil la secuencia se apoya en algunos sectores sobre las tobas compactas de la unidad subyacente con un conglomerado de color gris verdoso compuesto por fragmentos líticos volcánicos y sedimentarios. En otras áreas, la secuencia comienza con un conjunto de paquetes arenosos medianos, cuarcíticos, de color verde ocre por efectos de meteorización. Estos niveles son seguidos por potentes bancos de lutitas y pelitas verde oscuro a negro, que alcanzan hasta 20 m de espesor, las que están separadas por paquetes de 2 a 10 m de potencia de areniscas finas a muy finas, macizas, de color verde claro, que rematan con niveles centimétricos de areniscas finas con laminación ondulítica y óndulas en el techo. A medida que se asciende en la columna se observa un progresivo aumento en la proporción de areniscas respecto de las pelitas oscuras. Las primeras se presentan en tonos grises con estratificación horizontal o entrecruzada de bajo ángulo, intercaladas con areniscas finas con laminación ondulítica y escasos niveles de pelitas negras (Foto 1).

En el perfil localizado en la margen izquierda del arroyo Huaraco, la sucesión se apoya en contacto por falla con la Formación Arroyo del Torreón. La secuencia comienza con una alternancia de areniscas medianas, de color verdoso, con estratificación horizontal y areniscas finas con laminación ondulítica de oscilación y óndulas de crestas rectas en el techo con pelitas negras macizas y finamente laminadas. Hacia arriba se intercalan bancos arenosos medianos con laminación horizontal y ondulítica, de coloración gris verdosa. Remata la secuencia un conjunto de bancos arenosos gruesos blanquecino grisáceos, de 0,20 a 0,40 m de espesor, que suelen amalgamarse, conformando clinofomas que podrían interpretarse como macroestructuras de migración lateral o frontal. Por encima de estas facies sigue una sucesión de areniscas gruesas cuarcosas con rodados inmersos, intercalados con areniscas finas y pelitas. Estos son seguidos por sucesiones granodecrecientes de aproximadamente 30 m de espesor de conglomerados, areniscas conglomerádicas, areniscas y pelitas negras, estas últimas alcanzando hasta 8 m de potencia. El espesor medido de estas sedimentitas es de 700 m coincidente con lo que indican Zöllner y Amos (1955, 1973).

Paleontología

Leidhold (en Leanza, 1945) halló ejemplares, cuyo lugar de proveniencia no se conoce con exactitud, que fueron determinados por Harrington como *Syringothyris keideli* y que permitieron asignar una edad a las sedimentitas que los contienen. Zöllner y Amos (1955) encontraron nuevos restos en el cerro Minas, cuyo análisis les permitió revelar las siguientes formas: *Orbiculoidea* sp., *Spirifer pericoensis*?, *Chonetes* sp., Productidae gen. et sp. indet., *Carbonicola* sp. y *Allorisma* sp., no hallando nuevos ejemplares de *Syringothyris*. Además, al sur del cerro La Premia, en un nivel estratigráfico más elevado, hallaron una flora que contiene *Rhacopteris* sp. nov., *Rhacopteris ovata* Walk. y *Lepidodendron* sp. Freytes (1969) halló en la parte media y superior de esta unidad (cerro Minas) en niveles con ondulitas asimétricas, restos vegetales correspondientes a la Flora de *Rhacopteris* y moldes de braquiópodos, determinados como *Orbiculoidea* y *Spirifer*?

Ambiente

Esta secuencia ya ha sido interpretada por Zöllner y Amos (1955, 1973) como una sucesión marina y litoral, apoyado fundamentalmente por el hallazgo de fósiles marinos y restos de plantas. Las sedimentitas observadas en la intersección de los arroyos Huaraco y Malal Caballo corresponderían a facies de plataforma interna (*offshore* proximal), representada por los potentes bancos de pelitas negras, que se va somerizando progresivamente con la intercalación de fajas de flujo oscilatorio correspondientes a la anteplaya o *shoreface*. Esta última facies puede observarse también en el perfil del arroyo Huaraco, la cual es seguida por sucesiones granodecrecientes interpretadas como depósitos fluviales conglomerádicos. Las clinofomas observadas en el arroyo Torreón, ubicadas entre la faja de oscilación y los depósitos fluviales, permiten inferir que podría tratarse de pequeños canales con migración lateral, canales de mareas o pequeñas barras de desembocaduras.

Relaciones estratigráficas

La Formación Huaraco descansa en ligera discordancia angular sobre la Formación Arroyo del Torreón. Esta relación puede ser observada cerca de la desembocadura del arroyo Huaraco y el cerro Minas. El límite superior es difícil de establecer por

la virtual ausencia de estratificación de la unidad suprayacente. No obstante, la observación a distancia en el cerro La Premia y el arroyo Huemules, permite advertir la relación discordante entre ambas unidades.

Edad y correlaciones

Leidhold (en Leanza, 1945) asignó a los braquiópodos estudiados por Harrington edad carbonífera. Sobre la base del contenido de invertebrados y flora, Zöllner y Amos (1955, 1973), consideraron que los elementos de la Formación Huaraco pertenecen al Carbonífero temprano. Sin embargo, Herrero Ducloux (1946), mencionó que los fósiles coleccionados por Harrington indican una edad carbonífera superior. Posteriormente, Amos (1972) confirmó la edad carbonífera superior para esta unidad por el contenido de braquiópodos y la flora de *Rhacopteris* hallada.

2.1.2. CARBONÍFERO SUPERIOR – PÉRMICO INFERIOR

Formación La Premia (3)

Tobas andesíticas

Antecedentes

Estas rocas fueron caracterizadas inicialmente por Zöllner y Amos (1955) quienes, dentro de lo que llamaron “Serie de Andacollo”, le asignaron la denominación de “Tobas Superiores”. Posteriormente Méndez *et al.* (1995) red denominaron a esta unidad como Formación La Premia.

Distribución areal

Aflora en la ladera occidental de la cordillera del Viento desde el sudeste de la localidad de Huigancó hasta el arroyo Memanqué. Esta entidad nunca muestra su espesor total, pues su límite superior se halla truncado por la intrusión de granitos y/o la erosión anterior a la depositación del Grupo Choiyoi que la suprayace.

Litología

Se trata de bancos tabulares de tobas andesíticas gris verdosas a negras, sumamente compactas, sin estratificación visible, con escasas intercalaciones arenosas. En las tobas se distinguen cristaloclastos

fragmentados de plagioclasa y litoclastos mesosilícicos y ácidos inmersos en una mátrix desvitrificada. En estas rocas predomina el color verde por la abundancia de clorita y epidoto. Estas rocas son atravesadas por diques y pequeños *stocks* andesíticos, considerados por Zöllner y Amos (1955) sincrónicos, debido a que no penetran al batolito granítico-granodiorítico. La potencia medida de la secuencia aflorante es de 500 m aunque podría hallarse reducida por la erosión posterior, previa a la depositación del Grupo Choiyoi (Zöllner y Amos 1955, 1973).

Relaciones estratigráficas

Por la carencia de estratificación de esta unidad, es muy difícil establecer el carácter del contacto con la Formación Huaraco. Sin embargo, en el arroyo Huemules y cerro La Premio su estratificación es visible a distancia, guardando una relación discordante con las capas de la entidad subyacente. Con respecto al límite superior, la Formación La Premio es cubierta en discordancia angular por las volcanitas del Grupo Choiyoi.

Edad y correlaciones

Es difícil determinar con certeza la edad de esta unidad por la ausencia de fósiles, pero de acuerdo con sus relaciones estratigráficas y el hecho de estar intruida por granitos y granodioritas pérmicas (Granito Huingancó), se estima que la edad de la Formación La Premio corresponde al Carbonífero superior - Pérmico inferior.

Andesita Huemules (4)

Andesitas

Antecedentes

Zöllner y Amos (1955, 1973) señalaron la presencia de un conjunto de diques y *stocks* pequeños, de centenas de metros, de una roca porfírica intrusiva, que incluyeron inicialmente dentro de su unidad "Tobas Superiores" (= Formación La Premio), distinguiéndola de las del Grupo Choiyoi.

Distribución areal

Estas intrusiones afloran en la ladera occidental de la cordillera del Viento atravesando los afloramientos de las unidades formacionales carboníferas.

El *stock* está localizado en la unión de los arroyos Rahueco y Huemules y los diques en la proximidad de la Mina Erika.

Litología

Los cuerpos subvolcánicos de esta unidad, de composición andesítica, son de color gris verdoso, de textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa en una pasta afanítica. Al microscopio se observa que la plagioclasa es oligoclasa-andesina y la presencia de fenocristales de hornblenda. La pasta es de textura pilotáxica fluidal con microlitas de plagioclasa. Presentan intensa alteración a clorita, sericita, calcita, epidoto, cuarzo (venillas) y minerales opacos. Dichos intrusivos causaron metamorfismo térmico en las unidades circundantes.

Relaciones estratigráficas

Estos cuerpos andesíticos intruyen a la Formación La Premio en el arroyo Rahueco pero no penetran el Granito Huingancó (Zöllner y Amos 1955, 1973; Stoll 1957). En el arroyo Rahueco puede observarse que los mismos son intruidos por diques pegmatíticos emitidos por el granito. Además los diques andesíticos sufrieron los efectos del metamorfismo térmico generado por este batolito.

Edad y correlaciones

Las relaciones estratigráficas nos permiten inferir que los cuerpos andesíticos habrían intruido con posterioridad a la depositación de la Formación La Premio pero antes del emplazamiento del Granito Huingancó. Teniendo en cuenta esto y la edad del batolito, se ubicaría este magmatismo entre el Carbonífero superior más alto y el Pérmico temprano.

2.1.3. PÉRMICO

Granito Huingancó (5)

Granitos, granodioritas

Antecedentes

Groeber (1947), Zöllner y Amos (1955, 1973) y Stoll (1957) describieron a estas rocas de composición granítica-granodiorítica como parte de un gran plutón que intruye a las sedimentitas carboníferas. Llambías (1986) distinguió un *stock* granodiorítico y

un plutón menor de granito sobre la base de consideraciones petrográficas y geoquímicas dando a conocer a su vez nuevas edades radimétricas. Posteriormente, Méndez *et al.* (1995) incluyeron a estos cuerpos bajo la denominación de Plutonitas Portillo, indicando una correspondencia con el subciclo de intrusión definido por efecto del movimiento de la fase diastrófica Sanrafaélica.

Distribución areal

Estos cuerpos intrusivos afloran en la ladera occidental de la cordillera del Viento, desde el norte de la localidad de La Primavera hasta el arroyo Las Manzanas (Foto 1), con manifestaciones menores en las proximidades de la desembocadura del arroyo Chenque Malal con el río Neuquén.

Litología

Se trata de intrusivos de dos tipos litológicos que atraviesan las unidades carboníferas. El cuerpo principal que forma la parte inferior de la ladera, al este de Huíngancó, es de composición granodiorítica; mientras que el afloramiento alargado que se extiende desde el arroyo Rahueco hasta el arroyo Las Manzanas es granítico. Presentan numerosas diaclasas en diversas direcciones, contienen escasos y pequeños xenolitos redondeados y están cortados por diques y vetas de aplita, cuarzo blanco y rocas básicas. La intrusión ha producido a lo largo de su contacto una amplia zona de metamorfismo térmico sobre las unidades carboníferas con formación de hornfels.

La granodiorita es de color blanquecino, de textura granosa mediana, cuyos constituyentes principales son cuarzo, plagioclasa, ortosa, biotita y hornblenda. La plagioclasa, que predomina sobre la ortosa, es de composición andesina ácida (An 38), varía entre subhedral a euhedral estando ligeramente reemplazada por sericita, calcita, epidoto y minerales arcillosos. La ortosa es anhedral e intersticial y micropertítica. El cuarzo constituye un 15-20% de la roca, es intersticial y ligeramente cataclástico. La hornblenda es subhedral y en algunos casos engloba a la plagioclasa. La biotita, que se encuentra en mayor proporción que el anfíbol, suele presentarse curvada. Ambos mafitos están frecuentemente alterados a clorita y minerales opacos. Dentro de los minerales accesorios se destacan apatita y zircón.

El granito es de color castaño amarillento, de textura granosa mediana a gruesa, siendo sus prin-

cipales constituyentes cuarzo, microclino, plagioclasa y moscovita. El cuarzo es anhedral habiendo sufrido pequeñas fracturaciones. El microclino es también anhedral y está caolinizado y sericitizado. La plagioclasa (An 20-25) es subhedral a euhedral y presenta una incipiente sericitización. La moscovita, que se halla presente en menor proporción que el cuarzo y el feldespato, varía entre anhedral y subhedral presentando extinción ondulada. La biotita se encuentra en menor proporción generalmente alterada a clorita.

Los filones de granito aplítico, de hasta 1 m de potencia, que cortan el batolito son de color claro y están compuestos por cuarzo, ortosa, oligoclasa y moscovita.

Caracterización geoquímica

Llambías (1986) al estudiar estas rocas ígneas las caracteriza químicamente como una asociación calcoalcalina con un gradual enriquecimiento en potasio, con contenidos de sílice entre 64 y 79 %, conformando una serie magmática altamente silícea, y muestra un comportamiento peraluminoso definido. Sobre la base de las afinidades petrológicas dicho autor considera que estas rocas intrusivas conforman una asociación plutónica calcoalcalina característica que se puede comparar con otros complejos neopaleozoicos descritos por Rapela y Llambías (1984). Llambías (1986) propuso que el nivel de intrusión de estos granitoides se corresponde con el de los plutones epizonales.

Relaciones estratigráficas

Estas rocas ígneas atraviesan las unidades carboníferas (Formaciones Arroyo del Torreón, Huaraco y La Premio) y están cubiertos por volcanitas triásicas del Grupo Choyoi.

Edad y correlaciones

Por las relaciones estratigráficas que presentan dichos cuerpos, Groeber (1947) y Zöllner y Amos (1955, 1973), asignaron a estas rocas edad carbonífera superior o pérmica. Dataciones K-Ar efectuadas por Llambías (1986) sobre estos intrusivos, que varían entre 115 y 177 ± 10 Ma, corresponderían a edades rejuvenecidas por la alteración hidrotermal que sufrió el área. Este autor descarta dicha edad por el conocimiento estratigráfico que se tiene de la región y las asigna al Pérmico

inferior a medio por similitud con intrusivos de dicha edad, ubicados en el extremo norte de la cordillera del Viento (259 ± 18 y 227 ± 16), según datos proporcionados por la JICA (1983). Suárez y De La Cruz (1997) dieron a conocer otra edad K/Ar de las granodioritas de Huingancó de 287 ± 9 Ma, ubicando a esta intrusión en el Pérmico inferior.

Dacita Sofia *nom. nov.* (6)

Dacitas

Antecedentes

Se propone esta designación para identificar formalmente a rocas descritas por Stoll (1957) como “pórfidos dacíticos eocenos”. Posteriormente fueron mencionadas por Zöllner y Amos (1973) como intrusiones dacíticas terciarias. Llambías (1986) los denomina “Cuerpos Subvolcánicos Riolíticos” y realiza una descripción pormenorizada de los mismos dando a conocer nuevas edades radiométricas que permitieron reubicarlos estratigráficamente.

Distribución areal

Los cuerpos intrusivos dacíticos afloran fundamentalmente en cercanías de la localidad de Andacollo, en los arroyos Huaraco y del Torreón. Otros cuerpos menores se presentan al sur de dicha localidad, en el cerro Minas y en proximidad a la margen izquierda del río Neuquén cercano al límite de la Hoja (Foto 1).

Litología

Son *stocks* pequeños, de centenas de metros, de color castaño amarillento en superficie meteorizada y gris oscuro en roca fresca, que se alojaron en las Formaciones Arroyo del Torreón y Huaraco, con contactos netos y escaso o nulo desarrollo de bordes enfriados.

Estas dacitas son de textura porfirica, con pasta afanítica, con fenocristales de plagioclasa, cuarzo y escasa biotita. La plagioclasa es oligoclasa-andesina, en cristales euhedrales a subhedrales, con incipiente alteración a sericita y carbonato. El cuarzo es subhedral, fuertemente reabsorbidos por la pasta. La biotita se presenta en cristales euhedrales a subhedrales, en muy baja proporción, con alteración a clorita, minerales opacos y titanita. La pasta es microgranosa conformada por un agregado de plagioclasa y cuarzo. Como minerales accesorios

están presentes apatita y circón. Con frecuencia se observan venillas cuarzosas.

Si bien la composición modal de estas rocas indicaría que se trata de una dacita, Llambías (1986) las clasifica químicamente como riolitas de alta sílice por su contenido en SiO_2 mayor de un 75%. Este autor menciona el contraste entre el contenido normal de potasio respecto a la sílice de estas rocas, en relación con los intrusivos graníticos que son de alto contenido en potasio, como así también el muy bajo contenido en calcio y magnesio.

Relaciones estratigráficas

Estos cuerpos subvolcánicos intruyen a las unidades carboníferas Arroyo del Torreón y Huaraco y son cubiertas por las volcanitas del Grupo Choiyoi. Esta relación puede observarse claramente en la margen sur del arroyo del Torreón, poco antes de su desembocadura en el río Neuquén.

Edad y correlaciones

Stoll (1957) y Zöllner y Amos (1973) consideraron a estos cuerpos subvolcánicos, de edad eocena por intruir las formaciones carboníferas y triásicas y estar cubiertos por la “Serie Andesítica Oligocena”. Llambías (1986) dió a conocer una edad K/Ar de 260 ± 10 Ma y los asocia con el Granito Huingancó, vinculándolo al magmatismo neopaleozoico de Cordillera Frontal. En vista de dicha datación y no haber observado que estos cuerpos penetren a las volcanitas del Grupo Choiyoi, consideramos a estos intrusivos dacíticos de edad pérmica inferior tardía a superior.

2.2. MESOZOICO

2.2.1. TRIÁSICO

GRUPO CHOIYOI (7)

Brechas, tobas, ignimbritas, andesitas, riolitas

Antecedentes

Los trabajos más antiguos en los que se mencionan las rocas del Grupo Choiyoi pertenecen a Backlund quien las describió entre los años 1912 y 1913 (en Groeber 1946). Groeber (1918) se refirió a estas rocas como “Serie Porfirítica” o “Serie Porfirítica Supratriásica” en las áreas de Domuyo y Chacay Melehue, entre otras localidades. Este mis-

mo autor señala que conforman una faja longitudinal entre la Puna de Atacama y la Patagonia. El nombre "Choiyolitense" fue acuñado por el mismo Groeber (1946) y proviene de Choiyoi Mahuida, que es el término con el que los pobladores del lugar conocían a la cordillera del Viento. Las definió como un grupo de rocas volcánicas de composición principalmente ácida. Posteriormente Zöllner y Amos (1955, 1973) al relevar el extremo sur de la cordillera del Viento se refirieron a estas volcanitas siguiendo la nomenclatura de Groeber (1946) y distinguen porfiritas y pórfiros cuarcíferos multicolores. Posteriormente Stoll (1957) agregó a las dos anteriores una unidad basáltica. Stipanovic *et al.* (1968) y posteriormente Turner y Cazau (1978) y Digregorio y Uliana (1980) mencionan a estas rocas como Grupo Choiyoi, refiriéndose a una unidad formada por rocas piroclásticas subaéreas dacíticas con intercalaciones de tufitas, areniscas y conglomerados subordinados. Si bien Méndez *et al.* (1995) las designan como Volcanitas Choiyoi, en este trabajo se considera la denominación de Grupo Choiyoi por la prioridad de nomenclatura y por ser un término ampliamente usado en la literatura geológica.

Distribución areal

La Provincia Magmática Choiyoi abarca una extensa región que comprende tanto al cinturón orogénico andino como al antepaís. Son características en la Cordillera Frontal, Bloque de San Rafael, Bloque de Chadileuvú y Macizo Nordpatagónico. Afloramientos menores se presentan en la Cordillera Principal en bloques tectónicamente elevados del sur de Mendoza (Bardas Blancas, Las Leñas - Valle Hermoso, sierra Azul, sierra de Reyes) y Neuquén (cordillera del Viento, cerro Chachil). En el ámbito de la Hoja, el Grupo Choiyoi aflora en su extremo noreste a lo largo del eje de la cordillera del Viento (Foto 2).

Litología

Está conformado por unidades volcánicas extrusivas a las cuales se vinculan diques y cuerpos subvolcánicos genéticamente relacionados (Llambías, 1999). Dentro de la fase extrusiva predominan los depósitos de flujos y caída piroclásticas con menor participación de coladas. La fase intrusiva subvolcánica comprende diques, filones capa, domos y lacolitos. En su conjunto estas secuencias, donde predominan en general composiciones ácidas a intermedias, constituyen un extenso *plateau* volcáni-

co, cuyos espesores dependen de la magnitud de los centros efusivos que las han originado. Cabe destacar que en la Cordillera Frontal se definieron dos unidades de acidificación creciente (Groeber, 1918, 1929; Coira y Koukharsky, 1976). La inferior está constituida por andesitas y dacitas (Formación Portezuelo del Cenizo) y la superior por rocas piroclásticas y lávicas riolíticas (Formación Arroyo del Tigre).

En la cordillera del Viento, sobre la base de sus características litológicas, se distinguen 3 secciones: inferior, media y superior, cuyo espesor total varía entre 1600 y 1800 metros. La sección inferior esta integrada en casi su totalidad por brechas, tobas, ignimbritas andesíticas y dacíticas con intercalaciones de andesitas, localmente basaltos, tufitas, areniscas y conglomerados. En algunos sectores de la cordillera del Viento, la base de esta sección está representada por delgados bancos de conglomerados y brechas, clasto y mátrix soportados, que incluyen rodados de granitos y granodioritas, correspondientes a los intrusivos del Paleozoico superior. El espesor de estos fanglomerados es variable (entre 20 y 60 m) observándoselos únicamente en las nacientes de los ríos Huingancó y Huaraco (arroyo Cajón Chico). Su espesor alcanza los 900 metros.

La sección media es concordante sobre la anterior, aunque en la cordillera del Viento se observa una discordancia erosiva entre ambas (Digregorio, 1972). Está compuesta por riolitas - dacitas, ignimbritas y tobas líticas, vítreas y vitro-cristalinas de composición riolítica; localmente se encuentran intercalaciones de riodacitas, dacitas, brechas, escasos basaltos y cuarcitas. El conjunto adopta colores grises, amarillos, rojizos, pardos, ocre, violáceos y verdosos y sus espesores alcanzan en promedio los 80 metros.

La sección superior aflora en la cordillera del Viento, apoyándose concordantemente sobre la anterior. Fue también reconocida en la sierra de Reyes, situada fuera de los límites de la Hoja, donde una discordancia erosiva la separa de la sección inferior (Digregorio, 1972). Está compuesta por una alternancia de andesitas y riolitas que marcaría una recurrencia composicional en la evolución magmática. La integran potentes bancos de andesitas hornblendíferas en la base, que luego son seguidas por tobas y tufitas, con intercalaciones de brechas y areniscas tobáceas de composición riolítica. Estas últimas son de color blanco en corte fresco y ocre por meteorización y se

intercalan andesitas y brechas andesíticas semejantes a las basales. Zöllner y Amos (1973) incluyen a estas riolitas como una cuarta sección, que denominaron «Pórfidos Cuarcíferos Superiores». Por otro lado, la sección superior de esta unidad se corresponde con los derrames “basálticos” de Stoll (1957) que afloran en la localidad de La Primavera.

Una serie de cuerpos intrusivos de variada composición que afloran en la cordillera del Viento han sido referidos por distintos autores al Grupo Choiyoi. Así, Stoll (1957) denota la existencia de pequeños cuerpos intrusivos riolíticos (“pórfitos cuarcíferos”) en el cerro Buena Esperanza, al este de la localidad de Andacollo. Estas riolitas son de color gris blanquecino con superficie de alteración baya y presentan textura porfírica con fenocristales de cuarzo. Por otro lado, Zöllner y Amos (1973) mencionaron la existencia de un conjunto de diques similares entre el arroyo Las Manzanas y el límite norte de la Hoja. Estos diques presentan espesores muy variables entre 1 y 30 m, y atraviesan las unidades carboníferas y las secciones basales del Grupo Choiyoi destacándose en el campo por su característica superficie de alteración baya. Al norte del arroyo Memanqué, la roca que conforman los diques es gris verdosa, de textura porfírica y pasta afanítica, con fenocristales euhedrales y subhedrales de cuarzo, plagioclasa y escasos feldespatos potásico y minerales máficos alterados.

Además, intrusivos mesosilícicos-básicos, mencionados como “Diabasas” por Stoll (1957) y Zöllner y Amos (1973), constituyen pequeños *stocks* y diques. Estos cuerpos afloran principalmente cerca de las nacientes del arroyo del Torreón y en el arroyo Cajón de los Caballos y atraviesan las rocas carboníferas, el Granito Huingancó y a secciones basales del Grupo Choiyoi. Según Stoll (1957) se trata de cuerpos de composición basáltica, negros a gris verdoso oscuro, de textura intergranular, compuestos de tablitas de plagioclasa cálcica (labradorita) y augita intersticial. Soto *et al.* (1969) interpretan a estas rocas como dioritas sobre la base del análisis petrográfico de muestras extraídas de la misma zona que describe Stoll (1957). Según Groeber (1929) estas rocas podrían corresponderse en edad con las que él denominó “Serie Porfírica Triásica” (=Grupo Choiyoi) y Stoll (1957) las relacionó genéticamente con los derrames “basálticos” que afloran en la localidad de La Primavera.

Paleontología

En las tufitas de la cordillera del Viento se encontraron restos no determinados de vegetales (Digregorio, 1972; Dessanti, 1972).

Relaciones estratigráficas

Esta serie de rocas efusivas yace con fuerte discordancia angular sobre una superficie de erosión labrada sobre las unidades carboníferas y el Granito Huingancó, cubriendo también el plano de sobrecostrucción paleozoico del cerro La Premia. Además, se nota que los mantos corrieron sobre un relieve antiguo con valles, por ejemplo al este de Andacollo, cerca del arroyo Huingancó y Rahueco, (Zöllner y Amos, 1973). Esta sucesión es cubierta en discordancia por las volcanitas de la Formación La Primavera (Suárez y De La Cruz, 1997).

Edad y correlaciones

Dataciones radimétricas del Grupo Choiyoi efectuadas en localidades que están fuera del área de la Hoja, indican edades entre 252 ± 14 y 235 ± 10 Ma (Caminos *et al.*, 1979), pudiendo referirse así a las volcanitas de esta unidad al lapso Pérmico inferior - Triásico medio temprano. En la cordillera del Viento, esta secuencia se apoya indistintamente sobre rocas carboníferas y los intrusivos pérmicos, indicando así una edad post-pérmica inferior. Por otro lado es cubierta por las sedimentitas marinas y volcanitas de la Formación La Primavera correspondiente al Liásico (Pliensbachiano). Por estas relaciones, la sucesión correspondiente al Grupo Choiyoi de la cordillera del Viento se le asigna una edad pérmica tardía a triásica media.

Nota del Supervisor: Observaciones recientes efectuadas por el supervisor permiten confirmar que los “Pórfidos Cuarcíferos Superiores”, tal como lo observaron en su momento Zöllner y Amos (1973), descansan en la extremidad austral de la cordillera del Viento (áreas del arroyo Michicó inferior y en el cerro Bigú), en discordancia sobre los potentes mantos de andesitas moradas típicas de la Formación Choiyoi y son cubiertos a su vez en discordancia por los flujos piroclásticos alternados con sedimentitas marinas de la Formación La Primavera. Por lo tanto, los



Foto 2: Formación La Primavera, mostrando coladas andesítico-basálticas (*pillow lavas?*) sobre el arroyo Chacay Melehue, observándose en el último plano, a la derecha, un sector de la secuencia volcanoclástica del Grupo Choiyoi. Extremidad austral de la Cordillera del Viento. Ubicación: S 37° 17' 20" – O 70° 36' 12".

mismos pueden ser considerados por posición en secuencia como equivalentes al Precuyano ó la Formación Lapa.

2.2.2. JURÁSICO

GRUPO CUYO

El término Cuyano fue introducido por Groeber (1946 : 180) para identificar la sección inferior del Jurásico andino de origen marino que «...comprende los pisos hettangense hasta bayocense medio a superior, en ocasiones tal vez hasta el batonense.». Más tarde, el mismo autor y colaboradores (Groeber *et al.*, 1953 : 149) señalaron que el Cuyano representaba un subciclo inicial del ciclo de sedimentación «Jurásico» en Argentina y discernieron el Cuyano inferior que «...abarca prácticamente todo el Liásico hasta el final del Lías.», del Cuyano superior «...que comienza con la Zona de *Leioceras opalinum* y termina con la de *Witchellia romani*.». A partir de Dellapé *et al.* (1978), el término Grupo Cuyo se comenzó a utilizar no ya como una unidad cronoestratigráfica tal como la contemplaba Groeber

(1946), sino como un nombre que identifica una secuencia sedimentaria evolutiva limitada en su base y techo por sendas discordancias y en la que se suceden acontecimientos que se reflejan en el ordenamiento temporal y espacial de las distintas unidades formacionales que lo componen. Así definido, el Grupo Cuyo, adecuado por primera vez a las reglas de nomenclatura estratigráfica por Digregorio y Uliana (1975), corresponde en la Hoja al conjunto de sedimentitas depositadas entre las discordancias determinadas por las Fases Rioatuélica y Loténica respectivamente (véase también Gulisano, 1981; Gulisano y Pando, 1981; Leanza y Hugo, 1997).

El Grupo Cuyo se inicia en la comarca estudiada con la depositación en el Pliensbachiano y el Toarciano inferior de un intervalo volcánico - sedimentario en extremo complejo, con una sucesión concordante de facies piroclásticas tanto de caída como de flujo, interdigitadas con avenidas conglomerádicas, que son progresivamente cubiertas con calizas fosilíferas de baja energía (Formación La Primavera). A ésta sucede una espesa sección pelítica (Formación Los Molles), la que se extiende desde el Toarciano superior al Calloviano in-



Foto 3: Clásico perfil de Chacay Melehue, sobre la ruta Chos Malal – Andacollo, mostrando en primer plano turbiditas alojadas en la Formación Los Molles, compuesta por lutitas negras, rematando en el segundo plano con las evaporitas de la Formación Tábanos. Esta unidad es a su vez cubierta en discordancia por la Formación Lotena y el par La Manga + Auquilco. Las areniscas rojizas del tramo superior del perfil corresponden a la Formación Tordillo, donde se divisa el cerro Bayo (1.743 msnm) que constituye la máxima altura del área.

ferior en Chacay Melehue (véase Foto 3) y hasta el Bajociano inferior en el área de los arroyos Agua Fría y Mulichinco. En esta última localidades es cubierta por la Formación Lajas. En el Calloviano inferior tardío se desarrolla un evento de desecación de la cuenca que se vincula con la generación de pelitas y evaporitas de la Formación Tábanos, la cual cubre indistintamente según la región de que se trate a alguna de las dos unidades previamente citadas.

2.2.2.1. Pliensbachiano – Toarciano

Formación La Primavera (8)

Areniscas, tobas, tufitas, calizas, basaltos

Antecedentes

Bajo la denominación “Unidad Cerro La Primavera” Suárez y De La Cruz (1997) propusieron identificar informalmente a una sucesión volcánico-clástica con niveles de fósiles marinos que incluye además intercalaciones de basaltos tabulares concordantes

con la estratificación. Estos depósitos, cuyo espesor ronda los 400 m, tienen amplio desarrollo en la región de Chacay Melehue, donde se sobreponen en discordancia a los “Pórfidos Cuarzóferos Superiores” de la Formación Choiyoi y son cubiertos en concordancia por la Formación Los Molles. Esta compleja unidad su carácter de depósito en cuña fue advertido por Zöllner y Amos (1973), quienes la describieron como “Serie del Cerro Bigú” o “Liásico Tobáceo”. Por su parte, Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995) la identificaron como “Unnamed Unit”. Atendiendo a recomendaciones del Código Argentino de Estratigrafía (1993), se propone adecuar formalmente el nombre propuesto por Suárez y De La Cruz (1997) como Formación La Primavera. Se entiende que su localidad tipo se encuentra en el faldeo austral del cerro homónimo, muy cerca del camino que conduce de Chacay Melehue a Andacollo. No obstante, digno es destacar que los mejores afloramientos de esta unidad, tal como lo expresaron Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995) se encuentran inmediatamente al noreste de la estación de bombeo Rajapalo, justo en el *divortium* determinado por la extremidad meridional del anticlinal de la cordillera del Viento, en las cabeceras del arroyo Chacay Melehue.

Distribución areal

La Formación La Primavera aflora nítidamente en el sector sudoriental de la cordillera del Viento según una faja que contornea a la Formación Choiyoi en la clásica localidad de Chacay Melehue (Fotos 2 y 3), describiendo un amplio arco desde el faldeo oriental del cerro Bayo hasta alcanzar la margen izquierda del curso norte sur del río Neuquén, frente a la desembocadura del río Guañaco, donde se interrumpe abruptamente. Las más conocidas localidades involucradas en el recorrido señalado son el curso inferior del arroyo Michicó, el faldeo austral del cerro La Primavera (localidad tipo) y el cerro Bigú. Ya en la Hoja Chos Malal, la misma unidad está expuesta con espesores reducidos en los arroyos Ñiraico y Tocuyo (véase Zöllner y Amos, 1973).

Litología

Está compuesta en su tramo inferior, que alcanza 90 m, por tobas, tufitas, areniscas y conglomerados tobáceos de colores grises, gris claros, verdes y castaños, dispuestas en capas gruesas, tabulares, con estratificación planar difusa y un patrón de apilamiento grano y estratocreciente. En este intervalo posee una

variada fauna de invertebrados compuesta por bivalvos, braquiópodos, gasterópodos, corales y madera fósil. Separados por un cuerpo mantiforme de basalto de 5 a 20 m de espesor, continúan 60 m de conglomerados gris a gris verdosos con variable mezcla de material tobáceo, en los que abundan troncos de madera fósil. Continúan en contacto brusco 12 m de pelitas grises con intercalaciones de areniscas de grano fino a medio dispuestas en capas masivas y tabulares, con abundantes restos fósiles, así como varios lentes de calizas de tonalidades ocre y castaño claras. Seguidamente se disponen 30 m de areniscas tobáceas de grano fino que hacia arriba rematan con conglomerados con estratificación cruzada. Los siguientes 50 m están compuestos por conglomerados gris verdosos y castaños dispuestos en capas irregulares, con estratificación difusa planar de bajo ángulo. El tramo superior esta integrado por 150 m de areniscas, areniscas conglomerádicas y arcilitas grises, gris verdosas y verdes, con patrón de apilamiento grano y estratocreciente. También aquí se han hallado varias capas fosilíferas. Este tramo está cubierto abruptamente por pelitas negras y calizas micríticas (Caliza Chachil) que se atribuyen a la Formación Los Molles. Entre los componentes volcánicos, Suárez y De La Cruz (1997) han distinguido ignimbritas riolíticas, brechas con abundante pómez aplastadas y concentradas en bandas de 5-30 cm de espesor, brechas volcánicas finas compuestas por fragmentos de cristales (plagioclasa y cuarzo) menores de 3 mm y tobas con lapilli acrecionarios. Por su parte, los basaltos consisten en cuerpos tabulares concordantes con la estratificación, usualmente amigdaloides y en ocasiones con restos de almohadillas y su espesor oscila entre 5 y 20 metros. Según Suárez y De La Cruz (1997), la presencia de fragmentos de almohadillas basálticas inmersas en calizas podría representar peperitas, esto es intrusión en sedimento húmedo o bien depósitos de talud al frente de flujos de lavas almohadilladas. El espesor completo de esta unidad en su localidad tipo puede alcanzar los 400 m, aunque se ha constatado un significativo adelgazamiento en dirección al cerro Bayo, revelando que la misma rellena un prerelieve bastante irregular previo a la depositación de la Formación Los Molles.

Ambiente

Esta unidad ha sido depositada en general en un ambiente marino de *nearshore* cercano a la línea de costa, con desarrollo local de depósitos de playa de grano grueso. Los tramos más arcillosos registrados

en la parte media del perfil representan un paleoambiente marino algo más profundo, en tanto que el tramo superior, si bien con apilamiento estrato y granocreciente, representa condiciones de retrogradación anunciando un próximo límite de secuencia, que se produce finalmente con la irrupción de una superficie de inundación que se refleja en la base de la Formación Los Molles. Concomitantemente con el ambiente sedimentario descrito, tuvo lugar en el fondo marino una importante acumulación de piroclastitas ácidas (tobas) y mantos de lavas básicas (basaltos). Según Suárez y De La Cruz (1997), los flujos piroclásticos habrían sido generados en volcanes subaéreos - muy probablemente calderas - situadas cerca del mar. Los filones capa de basalto y las peperitas y/o flujos lávicos submarinos asociados - según conclusiones de los mismos autores - están indicando que con el volcanismo ácido coexistió otro básico, dando lugar así a la presencia de un bimodalismo volcánico en aguas marinas que sugiere condiciones de un ambiente tectónico extensional durante los inicios de la primera transgresión marina del Jurásico en la cuenca Neuquina.

Paleontología

Según Zöllner y Amos (1973) y actualizaciones de Damborenea y Manceñido (en Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995) en la Formación La Primavera se han hallado los siguientes invertebrados marinos. Cefalópodos: *Fanninoceras* sp., *Harpoceras* sp., *Dactylioceras* sp. Bivalvos: *Weyla* (*Lywea*) *unca* (Philippi), *W. (W.) alata angustecostata* (Philippi), *W. bodenbenderi* (Behrendsen), *Chlamys textoria* (Schlotheim), *Plicatula* (*Harpax*) *rapa* Bayle & Coquand, *Agerchlamys wunschae* (Marwick), *Frenquelliella tapiai* (Lambert), *Entolium cf. lunare* (Roemer), *Isgonomon jupiter* (Leanza), *Pinna cf. folium* Young & Bird, *Modiolus baylei* (Philippi), *Kolymonectes coloradoensis* (Weaver), *Posidonotis cancellata* (Leanza), *Myophorella* sp., *Ctenostreon* sp., *Pholadomya* sp., *Lopha* sp., *Pseudopecten* sp., *Limea* sp., y *Antiquilima* sp. Braquiópodos: *Zeilleria* sp., *Peristerothyris* sp., *Spiriferina* sp., Rhynconellidae spp., *Rhynconelloidea burckhardti* Manceñido, *R. cuyana* Manceñido, *Fissirhynchia* sp., *Tetrarhynchia* ex gr. *subconcinna* y terebratúlidos. Corales: *Mountlivaltia* sp., *Andenipora liassica* Gerth. Anélidos: *Tetraserpula varicosa* (Behrendsen). A esta lista se agregan escasos gasterópodos indeterminados y en varios tramos abundante presencia de madera fósil.

Relaciones estratigráficas

La Formación La Primavera se apoya sobre la Formación Choiyoi, mediando entre ambas unidades la Discordancia Rioatuélica, y es cubierta en concordancia por la Formación Los Molles.

Edad y correlaciones

El contenido fosilífero de la Formación La Primavera permite asignarla sin dudas al Pliensbachiano y Toarciano inferior. En un primer momento, Zöllner y Amos (1973) intentaron correlacionar esta unidad con la Formación Lapa (equivalente al Rético de Lambert, 1946), pero hoy se sabe que esta unidad es de naturaleza continental y de edad triásica superior (véase Leanza y Hugo, 1997). Por lo tanto, es válido correlacionar la Formación La Primavera – de acuerdo con su contenido fosilífero y edad – con las Formaciones Sierra de Chacaicó (Volkheimer, 1973), Chachil (Weaver, 1942) y Piedra Pintada (Leanza, 1942), aflorantes en la región sur de la cuenca Neuquina, tal como por otra parte ya lo habían anticipado Leanza (1992) y Leanza y Hugo (1997).

2.2.2.2. Toarciano superior – Calloviano inferior

Formación Los Molles (9)

Lutitas, areniscas, limolitas, margas

Antecedentes

En esta memoria se considera a la Formación Los Molles en el área de Chacay Melehue, en coincidencia con Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995), como el conjunto de sedimentitas interpuestas entre la Formaciones La Primavera (= Unnamed Unit) y Tábanos. La Formación Los Molles corresponde al primer ciclo de sedimentación marina ocurrido durante el Jurásico en el centro y sur de Neuquén, conocido como Grupo Cuyo. Weaver (1931) la definió originalmente como «Los Molles Formation», interpretando a la misma como un conjunto de sedimentitas marinas que en su desarrollo vertical abarcan las zonas de ammonites de *H. falciferum*, *D. comune*, *L. jurense* y *L. opalinum*, es decir, comprendiendo el lapso Toarciano al Aaleniano inclusive. La localidad tipo de la entidad fue establecida por Volkheimer (1973) en la región sur de la cuenca Neuquina, más precisamente en el curso del arroyo Maihuén, donde se conocen también

perfiles levantados por Fernández (1943) y Groeber *et al.* (1953).

En el área de Chacay Melehue sita en la Hoja se conocen varios estudios mayormente referentes a estratigrafía y paleontología de la unidad debidos a Marchese (1971), Dellapé *et al.* (1979), Westermann y Riccardi (1972, 1975, 1979), Riccardi y Westermann (1991a, b), Riccardi *et al.* (1988, 1990) y Riccardi y Gulisano (1993). Para más datos, se remite al lector a Riccardi (1993), autor que ha realizado una extensa revisión de los antecedentes que se disponen de esta unidad.

Distribución areal

Los afloramientos más importantes de la Formación Los Molles se hallan circunscriptos en una faja que contornea el sector sudoriental de la cordillera del Viento en la clásica localidad de Chacay Melehue (Fotos 3 y 4) hasta alcanzar el valle del río Neuquén, en el área donde este comienza a describir una curvatura en dirección al este. También se registran pequeños asomos del tramo superior de la Formación Los Molles al norte del arroyo Mulichinco, en el ángulo sudoriental de la Hoja.

Litología

Esta compuesta por más de 800 m de lutitas negras en las que se intercalan en forma subordinada niveles conglomerádicos, calizas micríticas y nódulos calcáreos, según un patrón de apilamiento en general estrato y grano decreciente. En el tramo inferior (90 m), donde se encuentran ammonites de edad toarciana, es frecuente la presencia de material tobáceo. Continúan en el Aaleniano espesas capas de turbiditas depositadas en facies proximales (55 m), observándose en cortes carreteros excelentes ejemplos de *slumpings* y *debris flows*, así como procesos de tracción-decantación y frecuentes secuencias de Bouma, aunque en la mayoría de los casos faltando alguno de sus términos. Seguidamente se disponen lutitas negras calcáreas (250 m) en las que se intercalan algunos tramos subordinados de areniscas gris verdosas. En las cercanías del límite Bajociano - Bathoniano se destacan nuevamente niveles conglomerádicos de origen turbidítico (4 m) con abundante material tobáceo, con base erosional y gradación normal. Finalmente, el tramo superior de esta unidad está compuesto por una monótona sucesión de lutitas negras (400 m) con pequeños nódulos calcáreos y niveles de tobas y areniscas tobáceas intercalados, conteniendo ammonites del

PERFIL CHACAY MELEHUE

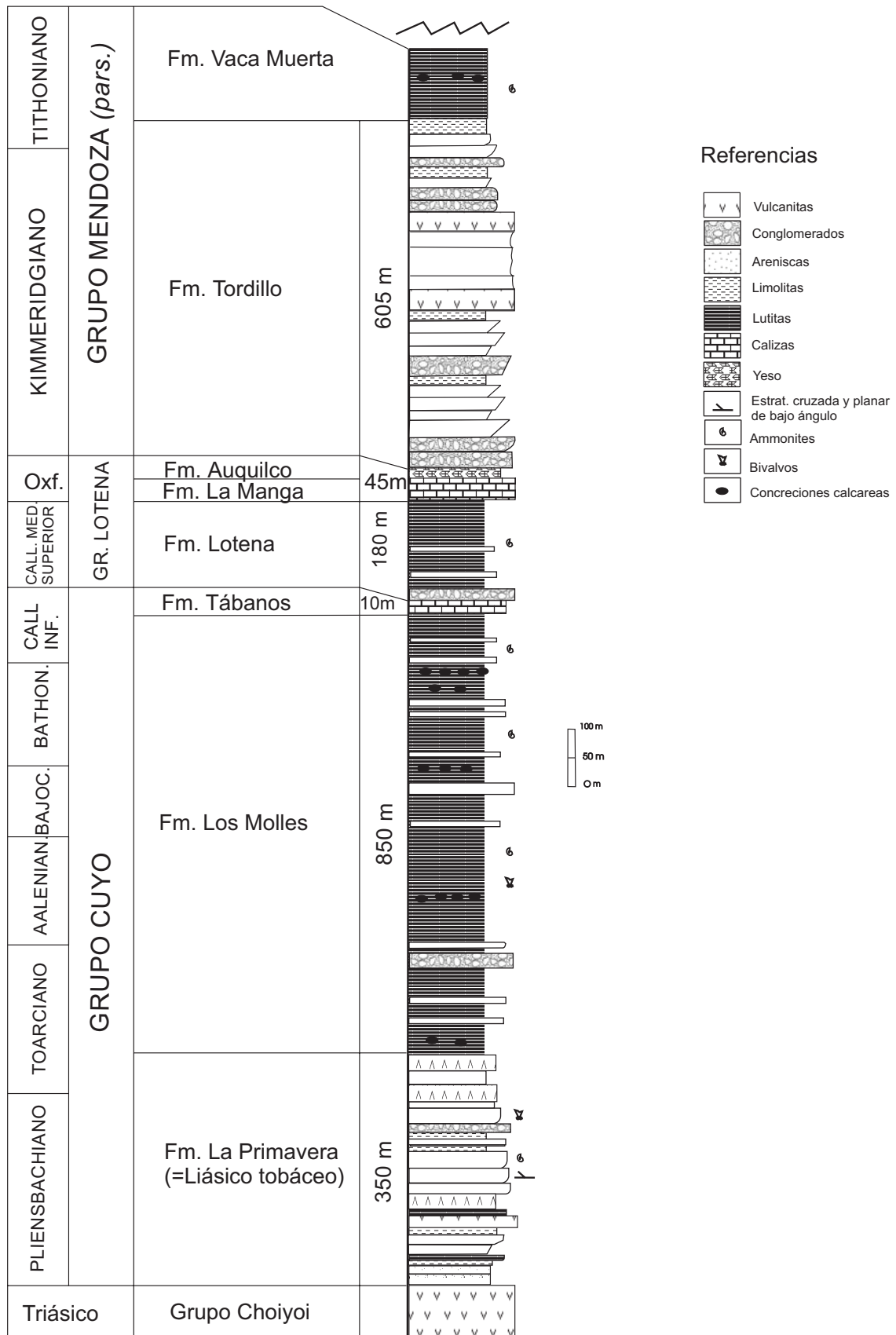


Figura 3. Perfil del Jurásico en Chacay Melehue



Foto 4: Detalle de los depósitos turbidíticos alojados en el tramo Toarciense de la Formación Los Molles mostrando característicos ejemplos de *debris flows* y *slumps*. Chacay Melehue, en el camino de Chos Malal a Andacollo.

Bathoniano y Calloviano inferior, cuya lista se reseña en el ítem Paleontología.

Paleontología

En la Formación Los Molles aflorante en Chacay Melehue se desarrolla una secuencia evolutiva de horizontes de ammonites que han permitido una excelente zonación de Jurásico medio andino que es la más completa de América del Sur (véase Riccardi *et al.*, 1990). Entre los ammonites más significativos se han reconocido, en orden ascendente, a *Physeogrammoceras tenuicostatum* (Toarciense), *Sonninia cf. espinazitensis*, *Emileia* sp., *Stephanoceras* sp., *Megasphaeroceras magnum* y *Cadomites* sp. (Aaleniano-Bajociano), *Choffatia aff. aequalis*, *Xenocephalites cf. araucanus*, *X. neuquensis*, *Lilloettia steinmanni* y *L. australis* (Bathoniano), *Neuquenicerias steinmanni*, *Eurycephalites rotundus*, *E. vergarensis*, *Rehmannia cf. paucicostata* y *Xenocephalites stipanicici* (Calloviano inferior). Entre los bivalvos son muy frecuentes los inocerámidos, habiéndose registrado *Parainoceramus westermanni* Damborenea, *Retroceramus cf. marwicki* (Speden) en el Bajociano superior, siguiéndole *R. patagonicus* (Philippi) y luego *R. stehni* Damborenea en el Bathoniano superior – Calloviano inferior. En los planos de estratificación son

muy frecuentes bivalvos de conchilla plana (pectináceos y lucínidos) así como *Bositra ornati* (Quenstedt).

Ambiente

Pese a que la localidad de Chacay Melehue (véase Figura 3) es clásica para el Jurásico andino, los estudios que se encargaron de establecer el ambiente de depositación de la Formación Los Molles son escasos. Entre los más completos se encuentra el realizado por Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995) en ocasión de describir el perfil de Chacay Melehue. Según estos autores, la Formación Los Molles se ha depositado en un ambiente marino *offshore* durante un periodo de prolongada subsidencia producto de un proceso extensional. Las turbiditas presentes en la secuencia se interpretan como depósitos de “lowstand” con bases erosivas que representan límites netos de secuencias. La gran cantidad de pirita finamente diseminada indica que el ambiente marino fue restringido y de naturaleza anóxica. Niveles equiparables en ambiente con los aquí descritos fueron estudiados en detalle por Mutti *et al.* (1994) en la región de las cabeceras del río Catán Lil, más precisamente en la región cruzada por el arroyo La Jardinera.

Relaciones estratigráficas

En el área de Chacay Melehue, la Formación Los Molles se asienta en concordancia sobre la Formación La Primavera y es cubierta a través de un neto límite de secuencia por la Formación Tábanos. En el área del arroyo Mulichinco y en la quebrada del arroyo Agua Fría, en el ángulo sudoriental de la Hoja, la Formación Los Molles, sin base visible, es cubierta transicionalmente por la Formación Lajas.

Edad y correlaciones

Merced al registro de ammonites presente en la Formación Los Molles (véase Riccardi *et al.*, 1990, Riccardi, 1993, Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995) puede establecerse que la misma se extiende desde el Toarciano superior hasta el Calloviano inferior. En el ámbito de la Hoja Junín de los Andes, en la región cercana a la Bajada de Rahue, Turner (1965) describió a esta unidad con el nombre de Formación La Jardinera, aunque esta designación actualmente se encuentra en desuso. En el subsuelo del Neuquén extrandino, la Formación Los Molles puede correlacionarse con las informalmente denominadas “Arcillas Negras” (véase Pando *et al.*, 1984). La Formación Chacay Melehue establecida por Marchese (1971) para identificar el equivalente pelítico de la Formaciones Lajas y Lotena de más al norte (véase Digregorio, 1972) no se considera válida, tal como lo puntualiza el Léxico Estratigráfico de la Argentina (Riccardi y Damborenea, 1993), ya que contempla términos de dos grupos litoestratigráficos diferentes (vgr. Cuyo y Lotena), los cuales se encuentran claramente separados por la discordancia Intracalloviana. Otros autores, como Gulisano (1981) la consideran equivalente a la parte superior de la Formación Los Molles, de la cual constituye asimismo un sinónimo posterior. En Chile, esta unidad encuentra correlación con la Formación Nacientes del Bío Bío (Suárez *et al.*, 1988; Suárez y Emparán, 1995; De La Cruz y Suárez, 1997).

2.2.2.3. Bajociano inferior – Calloviano inferior

Formación Lajas (10)

Areniscas, limolitas, arcillitas, coquinas, calizas

Antecedentes

La Formación Lajas fue definida originalmente por Weaver (1931) del siguiente modo: «*At cerro Loteno,*

Picun Leufu and Los Molles calcareous sandstones occur interbedded with the strictly continental sandstones and contain abundant and usually well preserved Pelecypod and Gastropod but no ammonites». Si bien este autor no designó localidad tipo, la misma puede estimarse que corresponde a la región que se extiende desde la sierra de Vaca Muerta hasta el sur de Zapala (véase Leanza, 1992). Con la instauración de la Formación Lajas comienza en el Grupo Cuyo un gradual proceso de retracción del nivel del mar, que culmina en el área estudiada con la depositación de evaporitas y pelitas de la Formación Tábanos.

Weaver (1931) interpretó que en la región al sur de Zapala la Formación Lajas era transicional hacia su Formación Lotena. Establecida la edad calloviana de los ammonites presentes en esta última unidad (Herro Ducloux y Leanza, 1943), se la consideró por mucho tiempo como la facies final de la transgresión calloviana y sobre la base de elementos sedimentológicos algunos autores la integraron con la Formación Lajas (Marchese, 1971). Se debe a Dellapé *et al.* (1978) el reconocimiento de que la Formación Lajas integra con las Formaciones Challacó y Tábanos el tramo final de la secuencia regresiva del Grupo Cuyo, en tanto que la Formación Lotena corresponde a otro ciclo de sedimentación (vgr. Loteniano-Chacayano), que en nuestra área de estudios lo describimos litoestratigráficamente bajo la denominación de Grupo Lotena. En nuestra área de estudios se conocen referencias de esta unidad en el área del arroyo Agua Fría y en el arroyo Mulichinco debidas a Groeber *et al.* (1953) y Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995). Riccardi (1993) se encargó de reseñar los antecedentes disponibles de esta unidad considerando a la cuenca Neuquina en su conjunto.

Distribución areal

Esta unidad está solamente expuesta al norte del arroyo Mulichinco y en la quebrada del arroyo Agua Fría, en el ángulo sudoriental de la Hoja.

Litología

Está compuesta por areniscas grises de grano fino a grueso, con cemento calcáreo, con laminación paralela y entrecruzada, con bancos de escasos centímetros hasta 10 m de potencia. Existen intercalaciones de conglomerados, coquinas, limolitas, lutitas y tufitas así como numerosas capas lenticulares delgadas de lignitos y arcillas carbonosas. Las coquinas son de color chocolate, poseen mátrix arenosa gruesa, siendo muy abundantes en la parte inferior y media de la

unidad. La presencia de tufitas se incrementa hacia su parte superior. En conjunto, predominan los colores amarillentos, verdosos y rojizos. Contiene troncos de árboles silicificados, corales, gasterópodos y bivalvos de conchilla gruesa. El espesor de la Formación Lajas en el área del arroyo Mulichinco es de 60 m sin que se aprecie su base (Leanza *et al.*, 1990).

Paleontología

En afloramientos de la Formación Lajas relativamente cercanos situados en la margen izquierda del arroyo Mulichinco (Hoja Pino Hachado) se han mencionado *Ctenostreon chilense* Philippi, *Modiolus imbricatus* (Sowerby), *Modiolus contortus* Gottsche, *Arcomya elongata* d'Orbigny, *Isognomon americanus* (Forbes), *Gervillaria leufuensis* (Weaver), *Ctenostreon neuquensis* Weaver, *Chlamys* sp. y *Amussium* sp. (véase Weaver, 1931). Estos pelecípodos están situados en coquinas con mátrix arenosa gruesa, de color chocolate, las que son muy abundantes en su parte inferior y media. Si bien en los afloramientos de esta unidad expuestos en la margen derecha del arroyo Mulichinco y en la quebrada del arroyo Agua Fría sitios en el ángulo sudoriental de la Hoja no se mencionan fósiles, es muy posible que se encuentren mediante búsquedas más minuciosas.

Ambiente

Con la Formación Lajas comienza un proceso de gradual retracción del nivel del mar, reflejado en sus depósitos de areniscas costeras, con una abundante fauna de invertebrados marinos de aguas templado - cálidas, la mayoría de ellos bivalvos con desarrollo de conchilla gruesa, gasterópodos y corales. Los ambientes representativos de deltas y prodeltas tan comunes en esta unidad en el sur de la cuenca Neuquina, son reemplazados en nuestra área de estudios por condiciones marinas de *nearshore* representadas por cuerpos arenosos que muestran facies intermareales y submareales con características estructuras sedimentarias, entre las que se reconocen *herring bone*, estratificación *flaser* y sigmoides.

Relaciones estratigráficas

La Formación Lajas se extiende desde la latitud de Piedra del Aguila hacia el norte con una superficie basal de progradación sobre la Formación Los Molles, perdiendo paulatinamente espesor y desaparecer totalmente hacia el interior de la cuenca. Tanto es así que en Chacay

Melehue, ya no está representada. El contacto basal con la Formación Los Molles es transicional y de marcado diacronismo, produciéndose un enarenamiento gradual con tendencia grano- y estratocreciente, y una disminución manifiesta de la facies pelítica propia de la unidad infrastante. El contacto cuspidal con la Formación Tábanos en el área de los arroyos Mulichinco y Agua Fría es paraconcordante, constituyendo un neto límite de secuencia.

Edad y correlaciones

La posición estratigráfica de esta unidad comprendida entre la Formación Los Molles con ammonites del Bajociano inferior y la Formación Lotena con ammonites del Calloviano medio, permite precisar su edad entre el Bajociano inferior tardío y el Calloviano inferior (véase Riccardi, 1993). La Formación Lajas se correlaciona en subsuelo con la Serie ó Formación Barda Negra (Digregorio, 1972).

2.2.2.4. Calloviano inferior tardío

Formación Tábanos (11)

Calizas, pelitas, yeso

Antecedentes

Según Lambert (1956) "El Dogger ofrece, además, otro tipo de sedimento que no ha sido mencionado todavía: se trata de la lente de yeso que se observa en el perfil del cerro Manzano Grande y también algo más al S, donde constituye manchas de color rosa blanquecino, bien visible desde el camino a Las Lajas hacia la mitad de las laderas", así se introdujo en la literatura geológica a este importante evento evaporítico del Jurásico andino en el área de la sierra de la Vaca Muerta. Stipanovic (1966) describió esta unidad en el sur de Mendoza como Formación Tábanos, la cual posee su localidad tipo en el área del arroyo Tábanos (38° 48' S - 69° 42' O). Así definida, esta unidad se extiende desde el sur de Mendoza (río Atuel), hasta el centro del Neuquén (sierra de la Vaca Muerta), constituyendo el litotopo cuspidal del Grupo Cuyo en la región mencionada. En la región de Chacay Melehue, la Formación Tábanos había sido considerada por muchos años como Yeso Principal (Leanza y Zöllner, 1949; Zöllner y Amos, 1973). Gracias a los trabajos de Dellapé *et al.* (1979), se demostró que el citado yeso correspondía en realidad a la Formación Tábanos. Riccardi (1993) se encargó de reseñar los antecedentes disponibles de esta unidad.



Foto 5: Aspecto parcial del Grupo Cuyo en Chacay Melehue sobre el camino de Chos Malal a Andacollo, mostrando en primer plano, a la derecha, turbiditas toarcianas alojadas en la Formación Los Molles. En segundo plano se observa el desarrollo de un conspicuo conglomerado basal perteneciente a la Formación Lotena. Las sedimentitas rojizas del último plano corresponden a la Formación Tordillo.

Distribución areal

Posee una distribución muy irregular, determinada por sus propias características de unidad evaporítica, penetrando en la Hoja en la región de Chacay Melehue (Foto 5), aunque muy disminuida en espesor en comparación con los clásicos reventones que se observan contiguamente al este, aunque ya afuera de su límite oriental. Otros pequeños asomos se manifiestan al pie del cerro Paila Leche y en la región la mina de baritina de Cura Mallín. En el ángulo sudoriental de la Hoja, la Formación Tábanos está expuesta al norte del arroyo Mulichinco y en la quebrada del arroyo Agua Fría.

Litología

La Formación Tábanos está constituida por bancos calcáreos yesosos, en parte nodulares, con laminación ondulada y estructuras tipo *tee pee*, pudiendo estar localmente fracturada, en cuyo caso constituye verdaderas brechas calcáreas de naturaleza intraformacional. Localmente los calcáreos yesosos pueden interdigitarse con yeso blanco de levada pureza, implantado en una masa calcárea de color gris. Donde disminuye el contenido de yeso se desarrollan bancos de calizas masivas grises. El espesor de esta

unidad en Chacay Melehue no supera los 10 m, si bien más al este se observan reventones que pueden alcanzar más de 50 m de potencia. En el área del arroyo Mulichinco, sita en el ángulo suroriental de la Hoja, la misma unidad alcanza los 20 m de espesor.

Paleontología

Leanza *et al.* (1990) han mencionado en esta unidad en el área situada al sur del arroyo Mulichinco - ya en la Hoja Pino Hachado - la presencia de matas algales reemplazadas por carbonato de calcio.

Ambiente

Según Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995), la Formación Tábanos fue presumiblemente depositada 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 produce como resultado una virtual desecación de la cuenca. La presencia de matas algales señala la total ausencia de sedimentación epiclástica.

Relaciones estratigráficas

En el área de Chacay Melehue, la Formación Tábanos se asienta a través de un contacto brusco (límite de secuencia) sobre pelitas negras marinas de la Formación Los Molles, en tanto que en la región del arroyo Mulichinco y en la quebrada del arroyo Agua Fría, se apoya paraconcordantemente sobre la Formación Lajas. En todos los casos aparece siempre cubierta en el ámbito de la Hoja por la Formación Lotena, ya sea por el conspicuo conglomerado que esta unidad suele desarrollar en su base, o bien por pelitas negras de ambiente *offshore* de la citada unidad. En el sur de la cuenca lateralmente pasa a la Formación Challacó, de naturaleza continental (véase Leanza y Hugo, 1997).

Edad y correlaciones

La Formación Tábanos fue atribuida al Calloviano inferior y/o Bathoniano (Groeber *et al.*, 1953), al Bathoniano (Stipanovic, 1966) y al Bajociano superior (Stipanovic, 1969). Actualmente se la asigna, teniendo en cuenta la presencia de ammonites del Calloviano medio en la Formación Lotena que la sucede en discordancia, y a ammonites del Calloviano inferior presentes en el tope de la Formación Los Molles que la infrayace, al Calloviano inferior tardío (véase Westermann, 1967; Dellapé *et al.*, 1979; Riccardi, 1993).

2.2.2.5. Calloviano medio

Formación Nahueve (12)

Andesitas, brechas andesíticas

Antecedentes

Al sur de la cordillera del Viento, Zöllner y Amos (1973) describieron como diabasas con morfología de *stocks* a pequeños cuerpos que atraviesan a porfiritas triásicas, de edad incierta. Al sur de la cordillera del Viento, en la región de La Primavera, diversos segmentos estratigráficos de esta unidad han recibido previamente distintos nombres informales tales como “Jurassique du cerro Bayo des ríos Tralilhue et Pino Solo” (Chotin, 1975) ó “Chilelitense” (Galli, 1969). Rovere (1993a; 1993b) obtuvo dataciones radimétricas que arrojaron una edad atribuible al Jurásico medio en andesitas aflorantes sobre el río Nahueve, al oeste de Andacollo, a las que posteriormente denominó Formación Nahueve (Rovere, 1998). Lateralmente la unidad se presenta

en facies volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias, interdigitadas con depósitos ambiente mixto. En este trabajo se han considerado como unidades volcánicas y volcanoclásticas de edad jurásica a las Formaciones La Primavera (Suárez y De La Cruz, 1997) y Nahueve (Rovere, 1998).

Distribución areal

Debido a la dificultad que presenta la distinción litológica de esta unidad frente a un marco geológico netamente volcánico, es altamente probable la existencia de mayor número de cuerpos volcánicos de edad jurásica en la Hoja. En el perfil del río Nahueve, es dificultosa la distinción entre las rocas del Grupo Molle y las volcanitas jurásicas debido a la deformación (principalmente terciaria) y a la intensa erosión que enmascaran la morfología y el paleorelieve volcánico. Las volcanitas de la Formación Nahueve posiblemente constituyen relictos de un edificio volcánico, *necks* o domos de composición intermedia.

Litología

Está constituida principalmente por andesitas piroxénicas. Son rocas de textura vitroporfírica compuestas principalmente por fenocristales de plagioclasa andesina-oligoclasa subhedral a anhedral con individuos zonados y maclados, en escasos ejemplares se observa cierta deformación cristalina y recristalización de los bordes. El piroxeno es predominantemente augita y la pasta es de textura hialopilitica con plagioclasa y clinopiroxeno en mesostasis vítrea con abundantes cristales de magnetita y minerales opacos ferromagnesianos. Presentan escaso material arcilloso conformado por la erosión del material volcánico. Las rocas de la Formación Nahueve destacan una abundancia de piroxenos frente a la escasa presencia de este mineral en las volcanitas mollelenses, en las cuales predominan los anfíboles, predominantemente hornblendas. Los conductos o *necks* relictos y domos erosionados conforman cerrillos que alcanzan 120 m de altura (Foto 6).

Ambiente

El ambiente que produjo la emisión de las volcanitas de la Formación Nahueve responde a un arco volcánico de margen activo, cuyas lavas presentan con reservas, características de haber estado sometidas a exposición subaérea.



Foto 6: Brechas andesíticas y material volcánico de conductos volcánicos (*necks*) de la Formación Nahueve. Cubriendo esta unidad se sitúan las rocas volcánicas e hipabisales andesíticas, basaltos y dioritas del Grupo Molle. En los niveles superiores se observan, en discordancia, las coladas andesíticas de la Formación Cerro Centinela. Valle del río Nahueve.

Relaciones estratigráficas

En el perfil del río Nahueve, la observación de las relaciones de discordancia con las unidades volcánicas del Grupo Molle es discordante y se evidencia en la observación microscópica comparativa ¹.

Las relaciones de inyección del volcanismo no han sido observadas, en tanto que en la desembocadura del arroyo Huaraco las andesitas de la Formación Nahueve son cubiertas en discordancia por coladas andesíticas de la Formación Cerro Centinela del Plioceno.

Edad y correlaciones

Las dataciones K-Ar realizadas sobre roca total de andesitas de la Formación Nahueve arrojaron una edad de 167.7 ± 7 Ma (Rovere, 1993a, 1993b), lo que permite adjudicarla al Dogger, más precisamente al Calloviano medio. Consecuentemente, puede inferirse que estos eventos volcánicos fueron responsables de la Discordancia Loténica ó Intracalloviana, que se observa en la cuenca Neuquina entre las sedimentitas de los Grupos Cuyo y Lotena.

Burckhardt (1900), incorpora esta unidad en los “Conglomerados porfiríticos” y en Mendoza la For-

mación Punta de las Bardas (Rolleri y Criado Roque, 1968) es incorporada al lapso Triásico superior – Cretácico inferior, asimismo la Formación Nahueve podría correlacionarse en territorio chileno con los niveles superiores de la Formación Nacientes del Bío Bío, en los Miembros Icalma y Lonquimay y al miembro Lolén-Pacunto (Suárez y Emparán, 1997; Suárez y De La Cruz, 1997) que comprenden en parte a los “Estratos de Lonquimay”.

GRUPO LOTENA

Bajo esta denominación se agrupa a las Formaciones Lotena, La Manga y Auquilco. Leanza (1992) propuso substituir el nombre Loteniano de Groeber (1946) por el de Grupo Lotena, para incluir en orden ascendente, a las Formaciones Lotena y Fortín 1° de Mayo, las cuales afloran en las cercanías del codo del arroyo Picún Leufú y en las adyacencias de Fortín 1° de Mayo. El término Grupo Lotena fue adoptado por Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995) con la misma acepción que Leanza (*op. cit.*). Se mantiene este término dado el arraigo del mismo, pese a que el Código Argentino de Estratigrafía (1993), recomienda (Art. 31, inc. b) que el nombre de un Grupo no debe ser el mismo que el de alguna de las formaciones que lo constituyen. Los límites inferior y superior del Grupo

Lotena coinciden respectivamente con las discordancias regionales conocidas como Loténica (152 Ma) y Araucánica (144 Ma). Así interpretado, el Grupo Lotena es equivalente al Ciclo Loteniano-Chacayano de Gulisano *et al.* (1984) ó al Subsistema Lotena - Chacay establecido por Riccardi y Gulisano (1993), e incluye en la Hoja en análisis a las Formaciones Lotena, La Manga y Auquilco, estas dos últimas paralelizables en el ámbito meridional de la cuenca Neuquina con la Formación Fortín 1° de Mayo. En subsuelo se corresponden con los “Estratos Marinos Subyacentes” (Digregorio 1965) ó con la Formación Barda Negra (véase Digregorio, 1972). Para mayores datos sobre el significado del Ciclo Loteniano de Groeber (1946), se remite al lector a la prolija síntesis efectuada por Damborenea (1993a).

2.2.2.6. Calloviano medio – Oxfordiano inferior

Formación Lotena (13)

Conglomerados, areniscas, arcilitas

Antecedentes

Esta unidad formacional fue establecida originalmente por Weaver (1931 : 41), derivando su nombre del cerro Lotena, atribuyéndola en ese entonces al lapso Lusitano - Kimmeridgiano. Leanza (en Herrero Ducloux y Leanza, 1943) demostró las erróneas determinaciones de Weaver de “*Virgatosphinctes patagoniensis* Weaver y “*V.*” *leufuensis* Weaver, los que fueron asignados al género *Reineckeia* Bayle [= *Rehmannia (Loczyceras)* en Riccardi y Westermann, 1991b], fijando en consecuencia por primera vez la edad calloviana del conjunto. Dellapé *et al.* (1978) separaron las capas rojas que formaban parte de la Formación Lotena de Weaver y las incluyeron en la Formación Challacó. La Formación Lotena, tal como actualmente se la concibe, quedó entonces reducida, en el área del arroyo Picún Leufú – correspondiente a la Hoja Picún Leufú -, a sedimentitas de naturaleza marina, con restos de ammonites, ostreidos y foraminíferos de edad calloviana media a superior. En el centro de la cuenca, la Formación Lotena resulta paralelizable, según Dellapé *et al.* (1978), 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, criterio que es compartido en esta memoria. Damborenea (1993a) realizó un prolijo examen de los antecedentes disponibles sobre la Formación Lotena.

Distribución areal

Está muy bien desarrollada en el área de Chacay Melehue (Fotos 3 y 5), según una faja que se extiende desde el borde oriental de la Hoja hasta la región de la mina de Cura Mallín. En el ángulo sudoriental de la Hoja, aflora al norte del arroyo Mulichinco y en la quebrada del arroyo Agua Fría. También su parte superior está representada al sur del cerro Caicayén, en afloramientos pertenecientes a la estructura de Rahuco, que se desarrolla en la Hoja Chos Malal.

Litología

La Formación Lotena puede dividirse litológicamente en tres tramos bien diferenciados. Su parte basal, según el lugar que se considere, se caracteriza por potentes conglomerados clasto soportados de origen fluvial, o bien areniscas calcáreas grises y lentes de conglomerados. El tramo intermedio está compuesto por pelitas gris oscuras y gris verdosas. Las areniscas poseen base nítida, y sus estructuras sugieren mecanismos de sedimentación turbidítica. Las capas están fuertemente laminadas, presentando marcas de corriente y, en la parte superior, estratificación ondulada o convoluta. Superficies de amalgamación entre los cuerpos arenosos también son frecuentes. El tramo superior está integrado por arcilitas y limolitas verdosas con la intercalación de areniscas de grano mediano, para luego dominar en la parte más alta los cuerpos arenosos, con geometría estrato y granocreciente. El espesor de la Formación Lotena en el área de Chacay Melehue puede alcanzar los 180 metros.

Paleontología

En la región de Rahuco muy cercana al límite oriental de la Hoja, Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995) han mencionado en la Formación Lotena, sobre la base de determinaciones practicadas por A. C. Riccardi, cefalópodos de los siguientes taxones: *?Euspidoceras* sp., *?Obtusicosites*, *?Arisphinctes* y *?Proso-sphinctes*, *Oxycerites* cf. *oxynotus*, *Campylites* sp. y *Sublunuloceras* cf. *pseudopunctatum*.

Ambiente

La base de esta unidad, de naturaleza arenosa y localmente conglomerádica, representa un ambiente fluvial, que descansa sobre una discordancia de ca-

rácter regional, sucediéndole inmediatamente un cortejo de mar transgresivo, que se desarrolla especialmente en las partes más profundas de la cuenca (p. ej. Rahueco y Chacay Melehue). A continuación se deposita un intervalo pelítico dominado por sedimentación turbidítica, para el cual se infiere, una circulación abierta de tipo *offshore*, con un fondo ubicado por debajo de la acción de olas. En el tramo superior de la unidad reaparecen facies arenosas que corresponden a un ambiente de plataforma marina somera.

Relaciones estratigráficas

En la región estudiada, la Formación Lotena se apoya en discordancia - determinada por la Fase Loténica - a veces con conglomerado basal mediante, sobre la Formación Tábanos y es cubierta a través de un neto límite de secuencia, por el par La Manga + Auquilco.

Edad y correlaciones

Sobre la base de la rica fauna de ammonites encontrada en diversas localidades de la cuenca Neuquina, la Formación Lotena se atribuye al Calloviano medio y Oxfordiano inferior (Damborenea, 1993a). Esta unidad engrana lateralmente con la Formación La Manga de las regiones más profundas de la cuenca (Zavala, 1992). La Formación Chacay Melehue (Marchese, 1971; Cangini, en Digregorio, 1972 : 464), incluye en realidad indistintamente a términos de la Formación Los Molles y la Formación Lotena, unidades integrantes de grupos litoestratigráficos diferentes (vgr. Grupos Cuyo y Lotena), por lo cual conceptualmente este término debe ser desechado.

2.2.2.7. Oxfordiano

Formación La Manga + Auquilco (14)

Calizas, pelitas, yeso

Antecedentes

La Formación La Manga ha sido definida por Stipanovic (1966) adecuando el término Manguense propuesto previamente por Stipanovic y Mingramm (en Groeber, 1951). Esta clásica unidad del Jurásico argentino, según el término acuñado por Burckhardt (1900), era conocida como "Calizas azules con *Gryphaea*" (véase también Groeber, 1929). Stipanovic (1966) propuso dividir esta unidad en la

"Facies Vaca Muerta" y la "Facies La Manga". La primera está compuesta por espesos calcáreos duros y densos gris azulados con corales y bancos con *Gryphaea* extendiéndose en la parte oriental de la cuenca Neuquina, en tanto que la "Facies La Manga" exhibe calcáreos no masivos en su parte superior y lutitas gris oscuras en la inferior, desarrollándose asimismo en una posición más occidental con respecto a la anterior. Para mayores datos sobre esta unidad se remite al lector a la síntesis efectuada por Damborenea (1993b). Por su parte, la Formación Auquilco fue establecida por Weaver (1931 : 39). Si bien este autor no designó localidad tipo, se estima que el topónimo corresponde a la laguna Auquinco, situada unos 40 km al este de Chos Malal, provincia del Neuquén. No obstante, el primer autor en dar a conocer esta unidad en la literatura geológica fue Schiller (1912), quién la denominó con el término Yeso Principal, muy difundido posteriormente gracias a los trabajos de Groeber (1918, 1929). El mismo Groeber (1946) propuso años más tarde el término de Auquilcoense para designarla, consignando la corrección del vocablo Auquinco por Auquilco, nombre que ganó gran arraigo hasta nuestros días y es utilizado por numerosos autores. En varias localidades del Neuquén algunos depósitos evaporíticos asignados previamente a la Formación La Manga en realidad corresponden a la Formación Tábanos (véase Westermann, 1967; Dellapé *et al.*, 1979). Gulisano y Damborenea (1993) expusieron los antecedentes de esta unidad, recomendando que se vuelva a utilizar la denominación Auquinco propuesta originalmente por Weaver (1931). Descripciones previas de estas unidades en el ámbito de la Hoja se deben a Zöllner y Amos (1973). Para el caso de la Hoja en análisis, el exiguo espesor que desarrollan ambas formaciones ha impedido por razones de escala cartearlas independientemente, por la cual se las agrupa en una sola unidad, el par Formación La Manga + Auquilco.

Distribución areal

En Chacay Melehue (Foto 3) se desarrolla en una angosta faja interpuesta entre la Formaciones Lotena y Tordillo. Con las mismas características, esta unidad ha sido reconocida en la región ubicada al norte del arroyo Mulichinco y en la quebrada del arroyo Agua Fría, tanto como en la estructura de Rahueco al sur del cerro Caicayén, sobre el borde oriental de la Hoja.

Litología

La Formación La Manga está constituida por calizas gris azuladas muy duras, muchas veces estromatolíticas, con concreciones de pedernal y algunas intercalaciones arenosas. La Formación Auquilco está compuesta por areniscas yesíferas calcáreas, calizas yesíferas y brechas calcáreas de color gris amarillento. Las calizas yesíferas exhiben una fina laminación crenulada de tipo criptoalgal, en tanto que las areniscas yesíferas calcáreas poseen clastos de bordes angulosos dispuestos en una mátrix arenosa de grano fino, que determinan características brechas con un aspecto general caótico. En Chacay Melehue la Formación La Manga alcanza 15 m de espesor en tanto que la Formación Auquilco no supera los 30 m, por lo cual todo el espesor total del par La Manga + Auquilco no supera los 45 metros.

Ambiente

El tramo inferior de la Formación La Manga se interpreta que corresponde a la porción intermedia de una rampa carbonática. El tramo medio inicialmente fue depositado en un ambiente litoral, gradando progresivamente a la parte intermedia o distal de una rampa carbonática, en tanto que los espesos paquetes de calizas (*grainstones*) de la parte superior corresponden a ambientes de plataforma externa. La Formación Auquilco corresponde a un ambiente marino poco profundo con salinidad elevada, donde los cuerpos evaporíticos de yeso alternan a cortas distancias con calizas de naturaleza criptoalgal y clásticos de grano fino. Esta litofacies implica una virtual desecación de la cuenca (véase Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995).

Paleontología

En la Formación La Manga aflorante en Rahueco, Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995), sobre la base de determinaciones practicadas por Riccardi, se mencionaron *Euaspidoceras* sp., *Discosphinctes* cf. *lusingne*, y *Prosoosphinctes* sp., a los que se suman restos de bivalvos [*Gryphaea* cf. *calceola* (Quenstedt), *Lucina* sp.], gasterópodos (*Nerinea* sp.) y corales indeterminados.

Relaciones estratigráficas

En Chacay Melehue, como en otras localidades donde aflora el par La Manga + Auquilco en el ámbito

de la Hoja, el mismo se apoya sobre la Formación Lotena (Digregorio y Uliana, 1980; Dellapé *et al.*, 1979) a través de un neto límite de secuencia y es sobrepuesto discordantemente por la Formación Tordillo.

Edad y correlaciones

Stipanovic (1951) fue el primero en describir una fauna de ammonites hallada en el arroyo de La Manga, la que asignó a la Zonas de Plicatilis y Cordatum indicadoras del Oxfordiano inferior a medio, edad que actualmente se adjudica a la unidad. Posteriormente y a modo de confirmación se registró el hallazgo de eurycefalítidos, especialmente en Vega de la Veranada (Neuquén) y varias localidades de la sierra de Reyes (Mendoza), los que fueron descriptos por Stipanovic *et al.* (1976). La Formación Auquilco se asigna al Oxfordiano superior por yacer encima de la Formación La Manga. Consecuentemente el par La Manga + Auquilco carteadado en la Hoja, corresponde al Oxfordiano.

2.2.3. JURÁSICO SUPERIOR – CRETÁCICO INFERIOR

GRUPO MENDOZA

El término fue establecido por Stipanovic *et al.* (1968) al substituir al Mendociano de Groeber (1946), otorgándole el rango de Grupo. Se apoya en discordancia angular, producida por los movimientos resultantes de la Fase Araucánica (144 Ma), sobre el Grupo Lotena y es cubierto por sedimentitas del Grupo Bajada del Agrio a través de una discordancia erosiva. Trabajos sobre bioestratigrafía del Grupo Mendoza en la comarca se deben entre otros a Weaver (1931), Baldwin (1942), Groeber (1946), Herrero Ducloux (1946), Digregorio (1972), Zöllner y Amos (1973), Digregorio y Uliana (1980), Leanza *et al.* (1978), Leanza y Hugo (1978), Leanza (1972, 1973, 1981a, 1981b), Mitchum y Uliana (1985), Legarreta y Gulisano (1989), Legarreta y Uliana (1991) y Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995). En el ámbito de la Hoja, la sedimentación del Grupo Mendoza comienza en el Kimmeridgiano *sensu stricto* y culmina en el Hauteriviano inferior, al incluir, en orden ascendente, a las Formaciones Tordillo, Vaca Muerta y Mulichinco, así como el tramo inferior de la Formación Agrio representado por el Miembro Pilmatué. Los afloramientos del Grupo Mendoza carteadados en la Hoja son los más occidentales registrados en la provincia del Neuquén.

2.2.3.1. Kimmeridgiano

Formación Tordillo (15)

Conglomerados, tobas, areniscas

Antecedentes

Con el nombre de Tordillense (Groeber, 1946) identificó a un conjunto de areniscas mayormente rojas, previamente conocidas por Burckhardt (1900) y Gerth (1928) como Areniscas Coloradas y Conglomerados del Malm. De acuerdo con los datos proporcionados por Groeber (*op. cit.*), se entiende que la localidad tipo corresponde al área del río Tordillo, afluente del río Grande, en el sur de la provincia de Mendoza. Posteriormente, Stipanovic (1966: 413), fue el primero en emplear la denominación de Formación Tordillo para identificar formalmente al Preándico, acorde con las normas de nomenclatura estratigráfica que comenzaron a imperar en esa época. Leanza *et al.* (1978) interpretaron a la Formación Tordillo como integrante del Supergrupo Andico, en tanto que posteriormente Leanza (1992) la consideró como la unidad basal del Grupo Mendoza, criterio también compartido por Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995). También se han referido con variable detalle a esta unidad Digregorio (1972), Digregorio y Uliana (1980), Gulisano *et al.* (1984) y Legarreta y Gulisano (1989). Por su parte, Gulisano (1985) realizó un pormenorizado análisis de facies de esta unidad. En el ámbito de la Hoja, la unidad ha sido muy bien descripta por Groeber (1946) como "Tordillense" y por Zöllner y Amos (1973) con la denominación de "Tobas y areniscas (Kimmeridgiano superior)". Barton y Dellapé (1993) se encargaron de sintetizar los antecedentes disponibles de esta unidad.

Distribución areal

La Formación Tordillo posee excelentes afloramientos en el ámbito de la Hoja. Está muy bien expuesta en Chacay Melehue (Foto 3), coronando el cierre sudoriental del braquianticlinal de la cordillera del Viento, donde el cerro Loma Baya (1.347 m) constituye la máxima altura de esa región. De allí continúa sin solución de continuidad hacia el río Neuquén, desde el cual se prolonga hacia el sureste hasta las cabeceras del arroyo Vutalelvún, donde constituye el flanco occidental de la estructura de Rahueco, situada al sur del cerro Caicayén. En el sector sudoriental de la Hoja, reaparece inmediata-

mente al sur del arroyo Nonial, desde donde se prolonga sin solución de continuidad hacia el sudeste hasta los arroyos Agua Fría y Mulichinco, para pasar desde allí a la Hoja Pino Hachado.

Litología

Está constituida por potentes bancos de areniscas bastante tobáceas y conglomerados con colores rojizos y morados dominantes, y en menor grado verdosos y castaños, incluyendo además importantes mantos de tobas y porfiritas felsíticas, con patinas de alteración ocre-rojizas. El conjunto siempre resalta morfológicamente en el terreno dada su mayor dureza con respecto a las unidades infra- y suprayacentes. Las capas arenosas suelen mostrar estructuras de entrecruzamiento en artesa o bien de corte y relleno. También se han reconocido algunos niveles constituidos por calcáreos castaños con pátina herrumbrosa, así como bancos con abundante material tobáceo (tufitas). En la base de la unidad suelen existir fragmentos de calcáreos y corales de la Formación La Manga, cuyo estado de conservación muestra que no han sufrido un transporte prolongado. Finalmente, el tramo superior de la Formación Tordillo está compuesto por arcilitas verdosas fuertemente laminadas que algunos autores denominaron como Miembro Verde (véase Cangini, 1968), las que en conjunto no superan los 60 m de espesor. En la región de Chacay Melehue, Digregorio (1972) consigna para esta unidad un espesor de 605 metros.

Ambiente

Esta unidad representa condiciones de sedimentación continental con características propias de la porción distal de llanuras pedemontanas (fluvial de baja energía a barreal), en tanto que las arcilitas verdosas de la parte superior se interpreta que representan condiciones de ambiente de sedimentación subácueo (marino litoral o sublitoral). Estudios recientes sobre el paleoambiente de esta unidad se deben a Gulisano (1985) y Arregui (1993). En la región al sur de Chacay Melehue entre El Cholar y Rahueco se registran lóbulos de *crevasse* y *flood-sheets* producto de avenidas en llanuras fangosas.

Relaciones estratigráficas

La Formación Tordillo se dispone en discordancia regional y leve angularidad ya sea sobre los calcáreos de la Formación La Manga o los niveles

yesíferos de la Formación Auquilco, en nuestro caso agrupadas para los fines del carteo en un único par formacional. La presencia de clastos de calizas manguenses en la base de la Formación Tordillo mencionados por Zöllner y Amos (1973) no dejan dudas del carácter discordante de su base, cuyo origen se debe a la acción de la Fase Araucánica s.s., antiguamente conocida con el término de Movimientos Intermálmicos y cuya edad se estima en los 154 Ma. 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 marina que marca un límite neto de secuencia depositacional.

Edad y correlaciones

Se considera habitualmente que la edad de la Formación Tordillo corresponde al Kimmeridgiano, aunque es verosímil que pueda alcanzar el más bajo Tithoniano, habida cuenta que los primeros ammonites reconocidos en la base de la Formación Vaca Muerta corresponden al Tithoniano inferior alto (Leanza, 1980). Según Groeber *et al.* (1953) en las cabeceras del río Grande (Mendoza) existen porfiritas comprendidas entre el Yeso Auquilcoense y el Mendociano, a las que denominó Tordillolicense, el que por ende se correlaciona con la Formación Tordillo.

2.2.3.2. Tithoniano inferior - Valanginiano inferior

Formación Vaca Muerta (16)

Pelitas, margas bituminosas, calizas

Antecedentes

Esta entidad ampliamente distribuida en la cuenca Neuquina fue establecida por Weaver (1931, cuadro *hors de text*) para designar al conjunto "... of Tithonian Strata ..." constituidos por "... dark gray calcareous shales ..." caracterizadas por las zonas de *Virgatosphinctes mendozanus*, *Pseudolissoceras zitteli* y *Windhausenicerias internispinosum*. Leanza (1973 : 121) designó al área de la pendiente occidental de la sierra de Vaca Muerta como la localidad tipo de esta unidad. A partir de la recomendación de Fossa Mancini *et al.* (1938) de utilizar la denominación de Formación (de la) Vaca Muerta en reemplazo de "Margas Bituminosas del Tithoniano", el término ha sido profusamente utilizado en la literatura geológica en la década del 40 por geólogos de YPF (Baldwyn. 1942,

Herrero Ducloux, 1946) ó por Groeber (1946) como Vacamuertense. Leanza (1972) enmendó su sentido original para designar con el nombre del epígrafe a las sedimentitas presentes en el depocentro de la cuenca (áreas de los cerros Mocho y Mulichinco, Trahuncurá, Huncal, etc.) comprendidas entre el techo de la Formación Tordillo y la base de la Formación Mulichinco. Por su alto contenido en bitúmen es considerada como la roca madre por excelencia de gran parte del petróleo producido en la cuenca Neuquina, de donde se desprende su gran importancia económica (véase Uliana y Legarreta, 1993). En la Hoja esta unidad fue descrita en detalle por Zöllner y Amos (1973) bajo la denominación de "Tithoniano-Berriasiano".

Distribución areal

Está expuesta inmediatamente al este de El Cholar, desde donde se extiende hacia el sureste cruzando los arroyos Michicó y Vutalelvún, hasta alcanzar el sector oriental de la estancia La Greda, donde conforma el substrato del cerro de Los Potreritos, como se puede apreciar en la Foto 7. También aflora al sur del cerro Los Pajaritos, en el área de Ranquilón, donde está bien expuesta hasta poco de transponer hacia el sur el arroyo Nonial. Constituye, asimismo, el zócalo del cerro Colorado, situado 17 km al sur de El Huecú, sobre la margen izquierda del río Agrio, en lo que constituye uno de los afloramientos más occidentales de esta unidad registrados en la cuenca Neuquina.

Litología

Está compuesta por pelitas y calizas, predominando arcilitas, arcilitas micríticas, micritas arcillosas y micritas, todas ellas con gran cantidad de materia orgánica bituminosa. En general, sus tonalidades son gris oscuras, castaño oscuras, ocre y amarillentas. En su parte inferior es frecuente la presencia de bochones calcáreos con gran constancia regional en toda la cuenca Neuquina, que se desarrollan preferentemente en las Capas con *Virgatosphinctinae* (Leanza, 1980), así como delgadas capas de aragonita, estas últimas abundantemente expuestas en los afloramientos del arroyo Nonial y Ranquilón. En el cerro de la Parva, situado apenas 2 km al este del límite oriental Hoja en el área de Chacay Melehue, se exhibe el más completo perfil de la Formación Vaca Muerta y según nuestras observaciones, su espesor entre el techo de la Formación Tordillo y la base de la Formación Mulichinco alcanza los 650 metros.

Paleontología

La Formación Vaca Muerta ha suministrado numerosos restos fósiles de invertebrados y vertebrados marinos. Entre los primeros, se han hallado ammonites pertenecientes a las zona de ammonites de *Virgatosphinctes mendozanus*, *Pseudolissoceras zitteli*, *Aulacosphinctes proximus*, *Windhausenicerias internispinosum*, *Corongoceras alternans*, *Spiticeras damesi* y *Neocomites wichmanni*. Entre los segundos, son comunes los restos de huesos de ichtyosaurios en el tramo inferior de la unidad.

Ambiente

Esta unidad formacional se ha depositado en un ambiente marino de *offshore* escasamente oxigenado, con alto contenido de materia orgánica. En varios niveles se han detectado capas de tormenta y fenómenos de tracción - decantación que reflejan depositación por mecanismos turbidíticos. El contenido faunístico, tanto de invertebrados como vertebrados, indica, por su parte, condiciones marinas correspondientes a aguas templado cálidas.

Relaciones estratigráficas

En el área relevada tanto como en el resto de la cuenca Neuquina, la Formación Vaca Muerta se dispone en concordancia sobre la Formación Tordillo. No obstante, desde el punto de vista genético en la base de esta unidad se registra una superficie de máxima inundación marina que marca un límite neto de secuencia depositacional. Su techo lo constituye la Formación Mulichinco que apoya en forma neta a través de una discontinuidad conocida como Discordancia Intravalanginiana según una superficie basal de progradación (Leanza, 1973; Gulisano *et al.*, 1984; Leanza y Hugo, 1997).

Edad y correlaciones

El contacto inferior con la Formación Tordillo es isócrono, verificándose en la Zona de *Virgatosphinctes mendozanus* (Tithoniano inferior alto) una instantánea inundación marina de grandes alcances en la cuenca Neuquina. El límite superior es diacrónico, estando determinado por la progradación de la Formación Mulichinco, que se torna cada vez más delgada y menos conspicua hacia sectores depocentrales

de la cuenca. Según Leanza y Hugo (1978), los horizontes ammoníferos hallados en el cerro de la Parva (área de Chacay Melehue), permiten adjudicar a esta unidad una edad comprendida entre el Tithoniano inferior alto hasta el Valanginiano inferior, lo que se hace extensivo al área de Ranquilón, a estar con los horizontes ammoníferos hallados en las comarcas vecinas de Huncal y Trahuncurá (véase Leanza, 1972, 1973, 1981a, 1981b).

2.2.3.3. Valanginiano medio

Formación Mulichinco (17)

Glomerados, areniscas, calcarenitas, coquinas

Antecedentes

Fue definida por Weaver (1931 : 53) como una asociación de areniscas y areniscas calcáreas con fósiles marinos interpuesta entre su "Formación Quintuco" y la Formación Agrio. Según Weaver (1931), "...The Mulichinco Formation can be distinguished throughout Neuquén, but not in Mendoza. It is mainly of continental origin and composed of massive crossbedded sandstones and clay shales averaging 200 meters in thickness". Hacia áreas depocentrales de la cuenca cercanas a Chos Malal (cerro de la Parva, Cajón de las Máquinas, etc.) y El Huecú (arroyo El Durazno), la Formación Mulichinco tiende a perder identidad, estando representada por sedimentitas casi exclusivamente marinas. Esta unidad ha sido objeto de numerosas menciones y estudios, entre otros por Keidel (1907), Weaver (1931), Baldwin (1942), Leanza (1944), Herrero Ducloux (1946), Groeber (1946), Digregorio (1972), Zöllner y Amos (1973), Digregorio y Uliana (1980), Leanza *et al.* (1978), Leanza y Hugo (1978), Mitchum y Uliana (1985) y Legarreta y Uliana (1991). Estudios modernos sobre la interpretación sedimentológica de la Formación Mulichinco en varios afloramientos de la cuenca Neuquina cercanos a la Hoja en análisis se deben a Zavala (2000) y Schwarz (1999).

Distribución areal

Esta unidad está expuesta en el cerro Los Potreritos (Foto 7), situado al este de la estancia La Greda, al sureste de El Cholar. Muy buenos y extensos afloramientos se exponen también al este de El



Foto 7: Contacto entre las Formaciones Vaca Muerta y Mulichinco sobre la pendiente occidental del cerro Los Potreritos. En primer plano se aprecian las pelitas grises de la Formación Agrio (Miembro Pilmatué) e intrusivos andesíticos de edad paleógena. En el último plano se observa el valle de El Cholar.

Huecú, desde el cerro Epu Anka, a lo largo del arroyo y en el paraje El Durazno (véase Leanza, 1957), hasta el cerro Los Pajaritos, a partir del cual se desarrolla la notoria barda de Nonial, que se extiende sin solución de continuidad hasta alcanzar el área de Trahuncurá (Hoja Zapala).

Litología

En su tramo basal está compuesta por areniscas gruesas y conglomerados de colores blanco amarillentos, de naturaleza continental. A partir de su tramo medio se desarrollan varias secuencias depositacionales que señalan oscilaciones eustáticas del nivel del mar, las que se inician con areniscas, continúan con pelitas castaño claras y rematan con niveles coquinoideos algunos de ellos constituyendo verdaderos niveles biostromales muy llamativos compuestos casi exclusivamente por ejemplares *Exogyra couloni* y en menor grado otros bivalvos entre los que se destacan los trigónidos. Las areniscas son de grano fino y mediano, con cemento calcáreo y tonalidades gris amarillentas y castaño claras, presentando buena estratificación, con bancos gruesos de hasta 1 m de potencia. A medida que la Formación Mulichinco prograda hacia el norte se incorporan en su constitución litológica limolitas y arcilitas micáceas fisiles, de color ne-

gruzco verdoso. El espesor de esta unidad no supera los 160 metros, en tanto que en el área de Chacay Melehue (cerro de La Parva) su espesor alcanza 120 metros.

Paleontología

En los cortejos marinos derivados de oscilaciones eustáticas se desarrollan diversos niveles de coquinas en las que se reconocen, a parte de *Exogyra couloni* (Defrance), típicos bivalvos mendocianos como *Steinmanella (Transitrigonia) transitoria* (Steinmann), *Ptychomya koeneni* Behrendsen, *Eriphyla argentina* Burckhardt, *Panopea dupiniana* d'Orbigny, *P. neocomiensis* (Leymerie), *Pholadomya gigantea* (Sowerby), *Pholadomya agrioensis* Weaver, *Lucina* sp. y *Cucullaea gabrielis* Leymerie. Entre los cefalópodos es común en su tramo inferior la presencia de *Lissonia riveroi* (Lisson) y de *Olcostephanus atherstoni* (Sharpe) en su parte superior (véase Weaver, 1931; Leanza y Wiedmann, 1980).

Ambiente

El carácter progradante de la Formación Mulichinco desde las regiones proximales a las

depocentrales de la cuenca, hace que en el ámbito de la Hoja se reconozcan ambientes con cada vez mayor influencia marina. En los afloramientos del cerro Los Potreritos, a estar con las estructuras sedimentarias observadas, en tramo inferior de la Formación Mulichinco se habría depositado en un medio continental correspondiente a un sistema fluvial - lacustre. A partir de la parte media de la unidad comienza a prevalecer el medio marino, según el reconocimiento de estructuras indicadoras de la acción de mareas asociados a la presencia de bivalvos. Las secuencias presentan un arreglo grano y estrato decreciente, en relación con una progresiva expansión del área de acumulación. En el área del cerro de la Parva, ubicada en posición colindante al límite oriental de la Hoja, se reconocen solamente ambientes marinos de *nearshore*, con varios niveles de coquinas incluidos en tramos pelíticos, estando ausente el litotopo basal de naturaleza continental que caracteriza a la unidad en sectores más australes de la Hoja.

Relaciones estratigráficas

La Formación Mulichinco suprayace a la Formación Vaca Muerta y es cubierta por la Formación Agrio. La naturaleza progradante de la Formación Mulichinco hace que ésta traslape sobre la Formación Vaca Muerta según una discontinuidad manifiesta que se conoce en la literatura como Discordancia Intravalanginiana (Gulisano *et al.*, 1984) ó Catanlítica (Leanza y Hugo, 1997). El límite superior está dado, en tanto, por una relación de *down lap* de la Formación Agrio sobre la Formación Mulichinco, que produce un límite concordante y transicional.

Edad y correlaciones

En el área relevada la Formación Mulichinco se atribuye al Valanginiano medio, por yacer sobre sedimentitas de la Formación Vaca Muerta, cuyos términos más jóvenes pueden alcanzar el Valanginiano inferior, y ser cubierta por la Formación Agrio, que comienza en el Valanginiano superior tardío. (Leanza, 1981a, Aguirre Urreta y Rawson, 1997). En el ámbito sudoriental de la cuenca Neuquina es correlacionable con la Formación Bajada Colorada, en tanto que hacia el norte pasa a constituir la Formación Chachao (véase Leanza, 1981a; Leanza y Hugo, 1997; Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995).

2.2.3.4. Valanginiano superior – Hauteriviano inferior

Formación Agrio

Calizas, pelitas, coquinas

Antecedentes

Se emplea esta denominación para designar las sedimentitas marinas comprendidas entre la Formación Mulichinco y la Formación Huitrín. Fue Weaver (1931) quién la designó originalmente, pudiendo considerarse que su localidad tipo corresponde a ambas márgenes del río Agrio, inmediatamente al oeste de la antigua ruta nacional n° 40. Según la concepción del citado autor, la Formación Agrio original contenía también las capas del Yeso de Transición de Groeber (1929 : 35), más tarde llamado Huitriniano por el mismo autor (Groeber, 1946 : 187). Investigadores posteriores excluyeron de la Formación Agrio las citadas capas de transición (véase de Ferrariis, 1968; Marchese, 1971; Digregorio, 1972; Digregorio y Uliana, 1975, Uliana *et al.*, 1977, entre otros), quedando el término exclusivamente restringido a las sedimentitas de origen marino aflorantes en esa localidad entre la Formación Mulichinco y la Formación Huitrín. Así concebida, la Formación Agrio está ampliamente extendida en la cuenca Neuquina y clásicamente ha sido dividida en tres Miembros, a saber: Miembro Agrio inferior, Miembro Avilé y Miembro Agrio superior. En la Hoja en análisis no existen antecedentes de mapeos previos que identifiquen a la unidad en análisis, ya que los afloramientos mencionados como “Hauteriviano” por Zöllner y Amos (1973) corresponden a la Hoja Chos Malal (escala 1 : 250.000). Por otra parte, se precisa que en el área en análisis solamente aflora el tramo inferior de la Formación Agrio, que ha sido denominado recientemente por Leanza *et al.* (2001) como Miembro Pilmatué.

Miembro Pilmatué (18)

Pelitas, coquinas

Antecedentes

Con esta denominación Leanza *et al.* (2001) identificaron a las sedimentitas de origen marino comprendidas entre el techo de la Formación Mulichinco y la base del Miembro Avilé, reemplazando así al informalmente denominado Miembro (ó Formación) Agrio inferior. Su localidad tipo se encuentra en el área de Pilmatué (Hoja Zapala), en las cercanías de la laguna

homónima, donde este Miembro se encuentra bien expuesto. En la Hoja Andacollo se conocen estudios estratigráficos y paleontológicos en el paraje El Durazno dados a conocer por Leanza (1957), Leanza y Wiedmann (1980) y Aguirre Urreta *et al.* (1999).

Distribución areal

El Miembro Pilmatué aflora inmediatamente al sur del cerro Callín Payao, ubicado al noroeste de El Huecú, tanto como al este de esta última localidad, al sur del cerro Epu Anka. Sin embargo, los afloramientos más importantes y accesibles están expuestos en el paraje El Durazno, donde un perfil preparado por Stipanovic y Mingramm, fue dado a conocer por Leanza (1957) en ocasión de describir ammonites presentes en la base de esta unidad hoy considerados como pertenecientes al género *Lemurostephanus* (Foto 7).

Litología

Se caracteriza por la presencia dominante de pelitas y pelitas calcáreas gris verdosas a gris oscuras, con intercalaciones bioclásticas entre las que se destacan numerosas coquinas con abundante fauna de invertebrados marinos. Estas litologías están arregladas según varias secuencia depositacionales que repiten ciclos de limolita - pelita - caliza. Las calizas tienen la particularidad de desarrollar frecuentes toques de *hardgrounds*, los que muestran generalmente intensa bioturbación. Las aludidas secuencias depositacionales se vinculan con variaciones eustáticas relativas del nivel del mar. En varias ocasiones se han observados capas de tormenta. El espesor de este Miembro alcanza en la región de Ñorquín y El Durazno los 220 m sin que se alcance a vislumbrar su techo delimitado por el Miembro Avilé, que no aflora en la región considerada.

Paleontología

El contenido de invertebrados marinos del Miembro Pilmatué es muy abundante. La localidad de El Durazno es una de las más fosilíferas de la Hoja. De allí proceden cefalópodos de tipo olcostephánido ilustrados Leanza (1957), Leanza y Wiedmann (1980) y Aguirre Urreta y Rawson (1997), actualmente transferidos al subgénero *Viluceras*. Otros cefalópodos hallados en el Miembro Pilmatué en los afloramientos al sur del Callín Payao y al sur del Epu Anka son *Pseudofavrella angulatiformis* (Behrendsen) y *Holcoptychites neuquensis*

(Douville). Entre los bivalvos coleccionados se encuentran *Steinmanella (Transitrigonia) transitoria* (Steinmann), *S. (T.) raimondii* (Lisson), *Steinmanella (Macrotrigonia) pehuenmapuensis* Leanza, *Ptychomya koeneni* Behrendsen, *Eriphyla argentina* Burckhardt, *Panopea dupiniana* d'Orbigny, *P. neocomiensis* (Leymerie), *Pholadomya gigantea* (Sowerby), *Pholadomya agrioensis* Weaver, *Lucina* sp. y *Cucullaea gabrielis* Leymerie. Entre los gasterópodos fueron frecuentes los hallazgos de *Pleurotomaria gerthi* Weaver y *Tylostoma jaworskii* Weaver.

Ambiente

Las sedimentitas del Miembro Pilmatué han sido depositadas en un ambiente marino en general de aguas poco profundas con repetición cíclica de ambientes de costa afuera (*offshore*) a neríticos (*nearshore*), en los que también quedaron impresos frecuentes registros de capas de tormenta. El contexto paleoambiental en el que se depositó la Formación Agrio puede asimilarse al de una plataforma silicoclástica dominada por tormentas. El desarrollo de "hardgrounds" con abundante fauna de bivalvos en intensa bioturbación constituye un aspecto característico de esta unidad. La temperatura de las aguas marinas, a juzgar por el tipo de fauna de invertebrados fósiles presente, debió ser templado - cálida.

Relaciones estratigráficas

Tradicionalmente se considera que este Miembro se apoya en concordancia sobre la Formación Mulichinco y es cubierto del mismo modo por el Miembro Avilé. No obstante, desde el punto de vista genético ambos contactos representan límites de secuencias, por lo que en consecuencia deben considerarse paraconcordantes.

Edad y correlaciones

En el Miembro Pilmatué se han hallado *Lemurostephanus araucanus* (Leanza), *Pseudofavrella angulatiformis* (Behrendsen) y *Holcoptychites neuquensis* (Douville), taxones indicativos del Valanginiano superior y Hauteriviano inferior (véase Leanza y Wiedmann, 1980, Leanza, 1981a, 1981b, Aguirre Urreta y Rawson, 1997). Litoestratigráficamente se corresponde con el anteriormente denominado Miembro (ó Formación) Agrio inferior.

2.2.4. CRETÁCICO SUPERIOR

Formación Epulauquen (19)

Andesitas, basaltos

Antecedentes

Pesce (1981) describió por primera vez en el noroeste de la provincia del Neuquén unidades volcánicas referidas al Cretácico superior - Paleógeno, denominándolas Formación Epulauquen. La localidad tipo de esta unidad se encuentra en la Hoja Las Ovejas, en las cercanías de la laguna de Epulauquen. Inicialmente, esta unidad fue correlacionada con la Formación Cura Mallín de Chile, considerada originariamente de edad mesozoica. En la superficie de la Hoja Andacollo hay dos localidades que corresponden litoestratigráficamente con esta unidad y una tercera que fue recientemente datada. Éstas son: mantos de brechas andesíticas situadas en la confluencia del río Buraleo y el arroyo Azul y brechas andesíticas con característico color borraño situadas al oeste de la laguna Negra y norte del cerro Bonete. Esta unidad se corresponde con afloramientos que se extienden longitudinalmente hacia el norte en las cercanías de las lagunas Epulauquen. Estas rocas volcánicas forman parte de un centro eruptivo localizado al este de Vilu Mallín atribuido a esta unidad. Es escasa la información sobre el volcanismo Cretácico en esta región, razón por la cual las relaciones estructurales y litoestratigráficas de flujos y brechas han sido diagnósticas y resulta fundamental su investigación detallada.

Distribución areal

Dentro de la Hoja Andacollo rocas atribuidas a esta unidad fueron observadas constituyendo niveles estratificados de brechas andesíticas y andesitas en la confluencia de los ríos Buraleo y el arroyo Azul. También se manifiestan 40 km al sur, en los cerros Negro y Bonete y al oeste de la laguna Negra. En el río Buraleo está expuesta con superficies planares erosionadas con profundas estrías glaciarias a lo largo del valle en tanto que hacia el norte se muestran fuertemente plegadas.

Litología

Pesce (1981) describió litológicamente esta secuencia como "calcoalcalina". Presenta una alterancia vertical y lateral de andesitas, tobas

andesíticas, tobas finas, tobas aglomerádicas finas y aglomerados volcánicos. Predominan los tonos violáceos y borraño, sobre los verdosos grisáceos. Las rocas presentan un cierto grado de fracturación y alteración. Las coladas andesíticas tienen potencias de 10 a 15 m y aumentan su espesor hacia el noroeste, en general son piroxénicas, con texturas porfíricas, abundante plagioclasa y escasos líticos. Los líticos en general son de composición andesítica.

En general, la estructura es brechosa porfírica y los fenocristales son líticos de composición andesítica y escasos fenocristales de feldespato plagioclasa de composición andesina, la pasta presenta coloración rojiza muy alterada con abundante material ferruginoso, corresponde a un material volcánico afanítico básico a mesosilícico, también presenta pequeños cristales de piroxeno.

Los basaltos son olivínicos. En un basalto extraído en el sector de Vilu Mallín se observa una roca de estructura porfírica, poco visible debido al tamaño y color de sus fenocristales de feldespato color gris mediano a oscuro, y fenocristales de mafitos en una abundante mátrix afanítica color gris oscuro, casi negro. Microscópicamente, la roca es de textura porfírica con fenocristales de feldespato plagioclasa, variedad labradorita, también presenta fenocristales de olivina serpentinizada y piroxeno augita en mucho menor porcentaje, en una mátrix intergranular formada por laminillas de labradorita, granos intersticiales de augita y opacos idiomorfos de sección cúbica, con posibles magnetitas.

Ambiente

La secuencia se encuentra plegada en diferentes áreas con variada intensidad. Hacia el norte, en las cercanías de las lagunas de Epulauquen, se hallan plegadas junto con los estratos de la Formación Arroyo Palao. Estudios realizados por Vattuone *et al.* (1998) al sur de los 38° S, asocian estas volcanitas con un magmatismo transicional y su ambiente tectónico correspondería a un arco volcánico. En Vilu Mallín no se observaron deformaciones significativas de estos afloramientos, conservándose relictos de los centros de emisión y flujos lávicos.

Relaciones estratigráficas

En la región del cerro Columpios, la Formación Epulauquen infrayace discordantemente a las For-

maciones Arroyo Palao y Trapa Trapa, por lo que se confirma una edad máxima pre-miocena. Si bien no se han podido establecer las relaciones de contacto, la Granodiorita Cerro Columpios intruye parcialmente dicha unidad en el sector norte.

Perfiles realizados en la laguna Negra muestran que la Formación Epulauquen infrayace discordantemente a la Formación Mitrauquén y más al oeste a la Formación Reñileuvú. También la cubren depósitos de ceniza de edad holocena provenientes del volcán Antuco. En Vilu Mallín se observa que está cubierta por rocas pertenecientes al Grupo Molle.

Edad y correlaciones

La Formación Epulauquen se correlaciona con las secuencias volcánicas y volcanoclásticas del Complejo Vizcacha- Cumilao (Suárez y Emparán, 1997) en Chile y con las volcanitas cretácicas al sur de Pino Hachado en los ríos Aluminé y Kilca (Vattuone *et al.*, 1998), en Mendoza la Formación Punta de las Bardas (Rolleri y Criado Roque, 1968) es incorporada al lapso Triásico superior – Cretácico inferior.

Las edades estimadas por Pesce (1981) y las dataciones obtenidas en este trabajo en coladas de basaltos y andesitas de esta unidad, refieren episodios resultantes de los movimientos Patagónicos que produjeron la discordancia Miránica Principal a principios del Cretácico superior (Cenomaniano), coincidiendo los valores de sus dataciones radimétricas (94 ± 4 Ma) en diferentes muestras y sitios.

2.3. CENOZOICO

2.3.1. PALEÓGENO

2.3.1.1. Paleoceno superior – Eoceno medio

GRUPO MOLLE (20)

Andesitas, basaltos, intrusivos dacíticos, tobas

Antecedentes

Esta unidad corresponde a los términos efusivos del Mollelitense de Groeber (1946) y a la Formación Auca Pan (Turner, 1965). Las Formaciones Cayanta y Colipilli (Llambías y Malvicini, 1978; Rapela y Llambías, 1985; Llambías y Rapela, 1987), las Plutonitas Caicayén (Méndez *et al.*, 1995), la Serie Andesítica Infraterciaria y las Andesitas

Intrusivas de edad oligocena definidas por Zöllner y Amos (1973), fueron agrupados bajo la denominación de Grupo Molle. Este término fue utilizado previamente por Yrigoyen (1972) y Llambías y Rapela (1987, 1989), adaptándose a las normas del Código Argentino de Estratigrafía (1993) En la comarca de Colipilli, ubicada fuera de la Hoja, Llambías y Rapela (1989) propusieron dividir a esta unidad en dos unidades: la Formación Cayanta, que reúne a la facies extrusivas previamente definida por Rapela y Llambías (1985) para la región situada al noroeste de Andacollo y la Formación Colipilli, que agrupa la facies subvolcánicas. En este trabajo, el Grupo Molle no se ha diferenciado en unidades, considerándose las diferentes entidades litoestratigráficas como cuerpos ígneos integrantes de un mismo episodio evolutivo. Por otra parte, Groeber (1954) se inclinó a dar una edad eocena a esta unidad en tanto que Zöllner y Amos (1973) la consideraron de edad oligocena. Franchini (1992) realizó estudios petrológicos en rocas de esta unidad en el cerro Caicayén.

Distribución areal

El Grupo Molle se presenta a lo largo de toda la Hoja, aunque con mayor desarrollo al oeste de la cordillera del Viento entre los ríos Neuquén y Nahueve (Fotos 6 y 20), observándose asimismo en los niveles inferiores de valles tributarios. Las efusiones quedan restringidas al pie occidental de la cordillera del Viento, desde el límite norte de la Hoja hasta el sur de Andacollo, donde se conservan restos aislados al este del río Neuquén, por ejemplo en la “Piedra del Torreón”. También está expuesto a lo largo del límite oriental, aflorando en los cerros Caicayén y Ranquilón y en los niveles inferiores de numerosos arroyos tributarios vecinos a El Cholar y El Huecú. Es probable la presencia de afloramientos aislados en escamas tectónicas cercanos a la frontera chilena, al norte del río Picunleo, en el cerro Bonete y el cerro Moncol. El Grupo Molle también está representado en el sector sudeste de la Hoja, donde afloran *stocks* andesíticos y dacíticos que intruyen esencialmente a la Formación Vaca Muerta, configurando los relieves más elevados y abruptos de la región oriental.

Litología

Los afloramientos del Grupo Molle se distinguen por la irregularidad del paisaje destacado por tonos

rojizos a pardo amarillentos. Las rocas volcánicas se presentan en su mayoría alteradas y son frecuentes los diques que se conservan como muros sin la roca de caja intruida. Estos diques y filones capa son generalmente más básicos, hasta basálticos y por lo tanto de coloración más oscura. También se observan *necks* erosionados, domos y coladas mal conservadas que apenas exceden unos pocos metros.

Litológicamente esta unidad está compuesta por mantos de tobas andesíticas, andesitas basálticas y basaltos olivínicos en todos los niveles. La constitución petrográfica de las andesitas varía bastante entre andesitas augíticas hasta andesitas traquíticas o dacíticas. En perfiles realizados al sur de la cordillera del Viento, se observaron diques, *stocks* y filones capa compuestos mayoritariamente por andesitas anfibólicas a microdioríticas, dioritas cuarcíferas y domos de dacíticos. En los cuerpos intrusivos predominan los pórfidos andesíticos y dioríticos hornblendíferos, a los que se asocian diques de spessartita, kersantita y vogesita en el área del cerro Caicayén (Franchini, 1992). También se han observado núcleos intrusivos dioríticos en el cerro Ranquilón.

Los cuerpos extrusivos e hipabisales son principalmente lavas y diques compuestos por andesitas hornblendíferas, aglomerados y tobas andesíticas y en menor proporción andesitas y basaltos piroxénicos. El color del conjunto es gris claro a oscuro, con tintes pardo rojizos por meteorización. Se compone de andesitas, lavas y diques de composición hornblendífera y piroxénica, brechas, tobas y tufitas asociadas e interdigitadas entre las coladas.

Los cuerpos subvolcánicos de esta unidad constituyen en su gran mayoría *stocks*, filones capa y diques de andesitas anfibólicas a microdioríticas y dioritas cuarcíferas y domos de dacita. Las texturas varían desde porfíricas hasta granosas hipidiomórficas. Los filones capa están constituidos por variedades texturales andesíticas, mientras que los *stocks* están compuestos por microdioritas cuarcíferas a pórfidos. Los fenocristales de hornblenda tienen distinto grado de transformación, desde un fino reborde hasta la completa sustitución del cristal por un agregado muy fino de mineral opaco. Es relativamente común encontrar también anfíbol junto a apatita tapizando diaclasas. La biotita es escasa y aparece a veces reemplazando la hornblenda. Innumerables diques y filones capa de andesitas están distribuidos al este del río Agrío hasta El Cholar, en casos alcanzando longitudes de de-

cenas de kilómetros de largo emplazadas en rocas mesozoicas. El espesor máximo alcanza los 2.300 m entre los ríos Neuquén y Nahueve.

Relaciones estratigráficas

El Grupo Molle cubre en discordancia a entidades neopaleozoicas, mesozoicas y eoterciarias y es sobrepuesta en discordancia por unidades volcánicas neógenas y sedimentitas modernas. Es notable destacar las intrusiones de cuerpos subvolcánicos de andesitas, dacitas y microdioritas en las sedimentitas mesozoicas preferentemente de la Formación Vaca Muerta, dejando extensas zonas de metamorfismo de contacto donde las pelitas aparecen fuertemente hornfelizadas. En menor grado, andesitas anfibólicas intruyen a la Formación Mulichinco, muchos de los cuerpos son lacolitos cuyos centros de emisión son difícilmente observables. Desde Andacollo hacia el sur hasta el Rincón de las Piedra en el codo del río Neuquén se apoya en discordancia angular sobre el Carbonífero, el Grupo Choiyoi y la Formación Tordillo. Los diques y filones capa en general se desarrollan dentro de la misma unidad.

Ambiente

El ambiente tectónico que permitió el emplazamiento del Grupo Molle está vinculado a esfuerzos extensionales que controlaron la distribución de los diques paleógenos, principalmente en el área oriental entre El Huecú y Loncopué (Ramos *et al.*, 1998), así como en la región entre los ríos Nahueve y Neuquén. Se interpreta que el magmatismo del Grupo Molle constituyó un arco volcánico oriental cuyos principales alturas fueron representadas por los cerros Caicayén y Mayal, junto con el cerro Ranquilón y otros centros volcánicos que intruyeron secuencias sedimentarias mesozoicas.

Edad y correlaciones

Daticiones radimétricas practicadas sobre volcanitas del Grupo Molle arrojaron valores entre 54.2 ± 2.7 y 17 ± 2 Ma (Rapela y Llambías, 1985, Llambías y Rapela, 1987; Rovere *et al.*, 1993), por lo cual se le asigna una edad comprendida entre Paleoceno superior a Mioceno inferior. Fósiles vertebrados (*Pyrotherium* sp., entre otros) hallados en niveles basales tobáceos le confieren edad mamífero Deseadense (Oligoceno inferior, Gorroño *et al.*, 1979).

Dataciones K-Ar obtenidas recientemente (INGEIS) arrojaron una edad de 47 ± 2 Ma (Eoceno medio) en una andesita extraída al sur del cerro Moncol. También se han referido edades correspondientes al Paleógeno sobre el río Guañaco (Jordan *et al.*, en prensa). En este estudio se atribuye el Grupo Molle al lapso Paleoceno superior – Eoceno medio.

2.3.2. PALEÓGENO – NEÓGENO

2.3.3.1. Oligoceno superior – Mioceno inferior ?

Formación Lileo (21)

Tobas, tufitas, pelitas, areniscas, calizas

Antecedentes

Las sedimentitas aflorantes en el curso medio del río Lileo (ó Lil-Lehue) fueron dadas a conocer por primera vez por Groeber (1921), quien esbozó su correlación con unidades del Dogger y el Malm aflorantes al este de la cordillera del Viento, adjudicándolas al Mesozoico, citando como fósil al bivalvo *Pleuromya*. Zanettini *et al.* (1987) presentaron un estudio detallado de la geología de la comarca de Los Miches, creyendo identificar a las sedimentitas allí aflorantes como pertenecientes a las Formaciones Los Molles, La Manga, Tordillo/Río Damas, Vaca Muerta, Mulichinco y Agrio. Como apoyo de esta interpretación citaron el hallazgo de una paleofauna en deficiente estado de conservación que señalaría edad jurásica, según determinaciones de R. Levy. Sin embargo, el exámen de los afloramientos llevado a cabo durante el levantamiento de la Hoja Andacollo permitió inferir que se trataba de sedimentitas lacustres y no marinas, las que fueron denominadas recientemente como Formación Lileo por Leanza *et al.* (2002). Elementos microflorísticos hallados en esta unidad por los citados autores permitieron adjudicarla a las cercanías del límite Paleógeno/Neógeno.

Distribución areal

Esta unidad aflora en el curso medio del río Lileo desde El Boleadero hasta prácticamente la confluencia del arroyo Palao. También aflora en el curso inferior del río Guañaco, donde es cruzada por la ruta que conduce de Andacollo a El Cholar. Disminuida en sus términos constitutivos, la Formación Lileo cruza en sentido norte sur al río Reñileuvú hasta al-



Foto 8: La Formación Lileo mostrando bancos de calizas, areniscas tobáceas y micritas de origen lacustre sobre el valle del río Reñileuvú. Obsérvese el grado de inclinación de los bancos plegados por un frente de corrimiento. Ubicación: S 37° 13' 30" - O 70° 55' 20".

canzar el valle del río Damas. Estratos fluviales y bancos de tufitas y areniscas hallados en la margen izquierda del río Trocomán también son atribuidos a esta unidad (Foto 8).

Litología

Las sedimentitas de la Formación Lileo presentes en el curso medio del río Lileo están intensamente plegadas y fracturadas, lo que hace difícil establecer el espesor de esta unidad. Está integrada por una alternancia de lutitas negras, negro verduscas, gris oscuras y castaño grisáceas alternantes con delgados bancos de calizas a veces oolíticas, gris claras y pátina blanco amarillenta, destacándose también en este tramo bancos de areniscas ferruginosas. Continúan calcilitas de grano muy fino, de colores gris oscuro y verde oliva oscuro, arcilitas calcáreas en bancos de 15 cm de potencia y areniscas calcáreas de iguales colores en capas de hasta 25 cm de espesor, con intercalaciones de

calizas oolíticas de color gris y ocre verdoso. Las mismas se intercalan con mantos de andesitas y bancos de tobas aglomerádicas y aglomerados volcánicos de composición andesítica. Hacia arriba continúan areniscas tobáceas de grano mediano verde claras y castaño rojizas con intercalaciones de mantos de tobas vítreas andesíticas y traquiandesíticas color gris pardusco, de grano grueso, así como conglomerados gruesos y aglomerados volcánicos gris verdosos. Siguen lutitas gris oscuras finamente estratificadas con intercalaciones de calizas de grano muy fino "... en su aspecto exterior muy parecidas a las calizas arcillosas azuladas del Titoniano" (véase Groeber, 1921 : 40). El tramo superior del perfil está compuesto por areniscas tobáceas gris verdosas dispuestas en estratos de mediano espesor con intercalaciones de conglomerados de igual color y conglomerados gris blanquecinos, a los que suceden finalmente calcilutitas gris verdosas y calcarenitas de grano mediano color gris a gris oscuro, con superficies de meteorización de color ocre y pequeños cristales de pirita dispersa. En el afloramiento del río Guañaco se han observado asimismo capas irregulares de carbonato fibroso y agregados fibroradiales de baritina conformando nódulos, así como algunos restos de bivalvos indeterminados de agua dulce.

Ambiente

Los potentes cuerpos de pelitas negras alternados con calizas muestran estratificación plano paralela dispuesta en finas capas lo que permite inferir que las mismas se han depositado en extensos cuerpos lacustres posiblemente del tipo eutrófico, circunstancia que se ve confirmada por el análisis de la microflora presente. La presencia de material micáceo en la lutitas sugiere la proximidad del área de aporte y el carácter ferruginoso de las areniscas denota la presencia de materiales férriferos expuestos y erosionados en dicha área. Los niveles tobáceos evidencian una importante actividad volcánica coetánea con la sedimentación.

Paleontología

Según Leanza *et al.* (2002) en la Formación Lileo se identificaron 13 niveles con palinomorfos en la secuencia terciaria aflorante, 9 de ellas en el río Lileo y 4 en el río Guañaco. El estado de preservación de los palinomorfos es aceptable. Las asociaciones tienen relativamente poca diversidad. En muchas de ellas predomina el género *Nothofagidites*, acompa-

ñado en menor frecuencia por granos bisacados correspondientes, principalmente, a los géneros *Podocarpidites* y *Alisporites*. Otro componente siempre presente son granos de polen pertenecientes a varios géneros de angiospermas, entre ellos *Couperipollis* con varias especies y cf. *Spinizonocolpites*. En frecuencias más bajas aparecen granos triporados e inaperturados, entre estos últimos *Inaperturopollenites* y *Araucariacites*. Las esporas triletes se presentan en la mayoría de los niveles con frecuencias variables, habiéndose hallado los géneros *Deltoidospora* (varias especies), *Biretisporites*, *Verrucosisporites*, *Lycopodiumsporites* y *Cicatricosisporites*. Es importante destacar la presencia de elementos lacustres en algunas asociaciones, entre ellos *Botryococcus*, *Pediastrum*, *Leiosphaeridia*, Sphaeromorphitae indet. y másulas de *Azolla* en algunos casos. Con respecto a la macrofauna, merece consignarse que en los afloramientos de la Formación Lileo en el curso inferior del río Guañaco se hallaron algunos ejemplares de bivalvos indeterminados de agua dulce tipo *Diplodon*. Se adiciona a las variadas especies de palinomorfos lacustres hallados, la presencia de abundantes briznas vegetales carbonizadas, así como algunos troncos silicificados de pequeño porte.

Relaciones estratigráficas

Las sedimentitas asimiladas a la Formación Lileo son cubiertas en discordancia por la Formación Arroyo Palao en el curso medio del arroyo Palao y por niveles lávicos y volcánoclasticos de la Formación Cerro Centinela. En el arroyo Ranquilco se observan niveles andesíticos y brechas volcánicas formando columnas en disyunción correspondientes a la Formación Hualcupén apoyadas sobre niveles tobáceos de la Formación Lileo. En cuanto a sus relaciones de base, en el curso inferior del río Guañaco aguas abajo del cruce del puente carretero de la ruta que conduce de Andacollo a El Cholar, se observa que las sedimentitas lacustres de la Formación Lileo descansan sobre mantos andesíticos de niveles superiores del Grupo Molle, con los cuales suelen estar interdigitados.

Edad y correlaciones

Los elementos microflorísticos más significativos hallados en la Formación Lileo (véase Leanza *et al.*, 2002) permiten, por el momento, adjudicarla al lapso Oligoceno superior – Mioceno inferior ?. Teniendo en cuenta la edad máxima que puede

adjudicársele a la Formación Lileo sobre la base de la aparición de *Nothofagidites* alcance el Eoceno medio, es verosímil que el tramo basal de la Formación Lileo podría eventualmente haberse depositado concomitantemente con algunos de los episodios eruptivos del Grupo Molle.

Jordan *et al.* (en prensa) consignan edades radimétricas a través de trazas de fisión en zircón y apatita de bentonitas en depósitos de flujos de cenizas hallados al norte de Los Miches de edad 48.9 y 38.4 Ma respectivamente.

En territorio chileno, la Formación Lileo podría ser eventualmente correlacionable con el tramo inferior de la Formación Cura Mallín (González Ferrán y Vergara, 1962, *emend.* Serrano, 1975) aflorante a escasos kilómetros de la línea fronteriza.

2.3.3. NEÓGENO

2.3.3.1. Mioceno inferior a medio

Formación Arroyo Palao (22)

Areniscas, calizas, pelitas

Antecedentes

Groeber (1921) realizó estudios comparativos con los estratos del arroyo Lileo y más al sur en observaciones con los estratos del arroyo Pillúm Challá. Sarris (1964) realizó descripciones litológicas y cartografió contactos en la región del arroyo Palao en prospecciones mineras, Veiga *et al.* (1990) cartografió esta unidad al norte del río Reñileuvú. Esta unidad fue definida por Zanettini *et al.* (1987) para designar a los “Estratos del Arroyo Carbón” y “Arroyo Los Tábanos”, (Sarris, 1964; Uliana, 1978). Debido a la compleja sucesión estratigráfica presente en el área de Los Miches, se han definido cronoestratigráficamente dos unidades lacustres, la Formación Lileo (Oligoceno - Mioceno inferior) y la Formación Arroyo Palao (Mioceno inferior-medio).

La Formación Arroyo Palao es equivalente en Chile a los términos superiores de la Formación Cura Mallín, (González Ferrán y Vergara, 1962) que se divide en dos miembros: Malla Malla y Río Queuco. En territorio argentino no se ha logrado diferenciar a ambas unidades debido a que estos depósitos tienen origen volcánico, con espesores diversos en lagos intermontanos, y sus paleoambientes generaron facies sedimentarias independientes, evidenciadas en los diversos rasgos paleontológicos de la flora y fauna hallada. Numerosos autores describieron unida-

des sedimentarias del Terciario medio regionalmente, entre ellos Niemeyer y Muñoz (1983), Muñoz y Niemeyer (1984), Gutiérrez Pleimling y Minniti (1985), Burns y Jordan (1999) y Jordan *et al.* (en prensa).

Distribución areal

En el marco de la Hoja se observaron afloramientos de la Formación Arroyo Palao en las nacientes del arroyo Pillúm Challá y en los ríos Reñileuvú, Picunleo, Guañaco y cabeceras del Lileo. Su máximo desarrollo lo alcanza en las nacientes de los arroyos Cajón Nuevo y Palao, donde su espesor supera los 500 metros.

Litología

Esta unidad incluye rocas sedimentarias, de origen lacustre, y subordinadamente fluviales, con líticos de origen principalmente volcánico andesítico y dacítico. Predomina la fase sedimentaria lacustre y fluvial, si bien existen intercalaciones de tobas y material volcánico retrabajado con incremento de la facies volcánica hacia el oeste. La cubierta de material cuaternario enmascara en gran medida los afloramientos de la entidad y no permite hacer un perfil completo de ella.

Se inicia con arcilitas blanco amarillentas, parcialmente cloritizadas, con litoclastos de cuarzo, sobre las que continúan arcilitas color rojo ladrillo y rojo violáceo, con abundante material argílico y ferruginoso; siguen arcilitas arenosas gris blanquecino, deleznales, dispuestas en bancos tabulares de 40 cm a un metro de espesor, de rumbo N 10° e inclinación O 10°. Por encima se disponen arcilitas carbonáticas, color gris blanquecino, compuestas por cuarzo y abundante material argílico; continúan arcilitas color gris blanquecino y gris verdoso claro con escasas intercalaciones de areniscas calcáreas, de grano fino a mediano, color amarillo verdoso claro; culmina con areniscas calcáreas de grano fino, color blanco amarillento, en bancos tabulares de 12 a 40 cm de espesor, de rumbo 10° e inclinación 10°O, con las que se intercalan limolitas gris claro a blancas, finamente estratificadas en bancos de 20 a 50 cm de espesor; la secuencia remata con calizas blanco grisáceas y calizas microcristalinas blancas.

En las nacientes del arroyo Palao, se presentan los niveles superiores en los que es dominante el material pelítico. En el arroyo Blanco afloran arcilitas

blanco amarillento a verde olivo claro, en parte cloritizadas, con litoclastos de cuarzo. La unidad alcanza unos 200 m de potencia.

Paleontología

En la sección inferior se hallan restos vegetales notofagáceos en niveles lutíticos y gasterópodos y valvas de *Diplodon* sp. en areniscas (Zanettini *et al.*, 1987). En la Hoja limítrofe Las Ovejas, en los niveles intermedios se hallaron restos de dientes, *Characidae* sp. indet. (Pacú), un trozo de espina de *Siluroidei* sp., reconocidos por el Dr. Alberto L. Cione (La Plata) y huesos de aves no identificados (Zanettini, 2001).

Ambiente

Los estudios paleoambientales refieren a decenas de kilómetros la extensión de lagos regionalmente elongados en dirección norte-sur. Dos facies deposicionales distintivas y una híbrida transicional entre las dos, han sido identificadas: una facies volcánica que consiste en depósitos piroclásticos con influencia fluvial en menor grado y una facies sedimentaria que consiste en depósitos fluviales y lacustres o espejos de aguas transparentes con aporte piroclástico en menor grado. El paleoclima que rigió en esta región durante el Mioceno favoreció el desarrollo de numerosas especies faunísticas y florísticas, afectadas a su vez por numerosas erupciones volcánicas en un paisaje de lagos intermontanos.

Relaciones estratigráficas

Sus relaciones de contacto son difícilmente observables debido al grado de deformación que presenta el área. Al oeste de Los Miches, sobre el río Lileo y en diversos perfiles a lo largo del Arroyo Palao se observan las relaciones de contacto con la Formación Lileo. La dificultad en la interpretación de ambas unidades se debe fundamentalmente a la similitud deposicional de sus facies y a la complejidad estructural provocada por plegamiento a lo largo de las márgenes de contacto. Asimismo, el contacto discordante con las unidades volcánicas e hipabisales del Grupo Molle se puede reconocer al oeste del lineamiento Nahueve - Trocomán. Esta unidad es intruida por el plutón de la Granodiorita Cerro Columpios.

Edad y correlaciones

La Formación Arroyo Palao ha quedado circunscripta al Mioceno inferior a medio. Datos numéricos disponibles sobre intervalos volcánicos y bioestratigrafía de polen, sugieren edades miocenas tempranas a medias, descritas por Suárez y Emprán (1995), Marshall *et al.* (1990), Zanettini y López (1989). Análisis de trazas de fisión realizados por Burns y Jordan (1999) arrojaron edades entre 26 y 22 Ma sobre bentonitas próximas al arroyo Huaraco.

Andesita Cerro Moncol (23)

Andesitas, pórfidos, aglomerados volcánicos

Antecedentes

Esta denominación es atribuida a una secuencia volcánico-hipabisal andesítica que aflora en cerros aislados tales como Moncol, Pichi Moncol y Palao. En una descripción geológica realizada por Pérez Ruedi (1968) se citan dichos afloramientos en las márgenes de los arroyos Pichachén y Deshecho como cuerpos de andesitas intrusivas afectadas tectónicamente.

Distribución areal

En el marco de la Hoja estos cuerpos se presentan generalmente en un relieve de cerros tales como el Moncol, Pichi Moncol y Palao, en la desembocadura del arroyo Palao a ambas márgenes del río Lileo, desde el paso Pichachén hasta el arroyo Picunleo y en el flanco norte de la laguna de Trolope, conformando centros aislados de a aproximadamente 1 km² de diámetro.

Litología

Las rocas de esta unidad se caracterizan por su color castaño claro, gradando al gris oscuro con tonalidades claras. En sectores se observan característicos intrusivos andesíticos con leves variaciones traquíticas a dacíticas que conforman los denominados pórfidos. Se observaron lentes de aglomerados volcánicos conteniendo fragmentos de tobas, bloques de esquistos cristalinos de composición granítica y micáceos. Marginalmente a los contactos menos porfíricos, se aprecian indicios de cataclasis en los que se distinguen fragmentos de feldespatos con bordes recristalizados.

En el cerro Palao se observaron características similares al cerro Pichi Moncol, con predominio de rocas volcánicas. Las rocas granosas o porfiroides se encuentran muy alteradas, principalmente en su mayor constituyente de plagioclasas; microscópicamente presentan zonalidad pero no deformación, lo cual indicaría cierto grado de metamorfismo térmico.

En una muestra extraída en el cerro Pichi Moncol se observaron microscópicamente pequeños fenocristales de cuarzo brillante, feldespato, ortopiroxeno y anfíbol, incluidos en una abundante masa felsítica, que en algunos sectores posee una marcada textura fluidal. El feldespato es principalmente plagioclasa variedad andesina, los cristales se encuentran en su mayoría corroídos y en ciertos casos exhiben leve deformación estructural. Los fenocristales de hornblenda alcanzan en ciertos sectores un predominio frente a otros minerales máficos.

Ambiente

El origen intrusivo-hipabisal de la Andesita Pichi Moncol es discutido por Pérez Ruedi (1968) a partir de un fracturamiento asociado a procesos tectónicos. Las observaciones que tuvieron lugar durante la realización de este trabajo muestran marcados indicios a favor de un origen a partir de la reacción asimilativa de un protolito sedimentario, modificados por metamorfismo localizado en niveles de corteza media o superior. Estos cuerpos presentan localmente características transicionales dacítico-andesíticas, pudiendo en algunos bordes verse indicadores de cataclasis. Debido a estos indicadores y a que localmente se encuentran deformados, se considera el ambiente de formación de esta unidad como de metamorfismo de bajo grado, generado en niveles de corteza superior.

Relaciones estratigráficas

En el área del cerro Moncol, se observa el contacto intrusivo en las sedimentitas de la Formación Arroyo Palao y lateralmente en contacto supuesto con las volcanitas de la Formación Trapa Trapa, donde se aprecia deformación leve y metamorfismo de bajo grado.

Edad y correlaciones

Si bien no existe una certeza sobre la edad de emplazamiento de esta unidad, del análisis

estratigráfico comparativo se estima posible la correlación con el Grupo Plutónico Melipeuco (12,8 Ma) o bien con el *Stock Pemehue*, ambos citados en la Hoja Curacautín en Chile (Suárez y Emparán, 1997; Suárez *et al.*, 1988), que se extiende hacia el norte en la región de la Laguna de La Laja. Se estima que su edad corresponde al Mioceno medio a superior.

Formación Invernada Vieja (24)

Tobas, aglomerados volcánicos

Antecedentes

Esta unidad fue reconocida por Pesce (1981) como parte de la Formación Cajón Negro y posteriormente identificada bajo el término Piroclastitas Ácidas por Brousse y Pesce (1982). Llambías *et al.* (1979), realizaron una descripción de esta unidad en inmediaciones del cerro Domuyo, al norte del área de estudio. Debido a los escasos asomos de estos afloramientos en la Hoja Andacollo, se unifica el término Invernada Vieja utilizado por Zanettini (2001) en la Hoja Las Ovejas.

Distribución areal

Está expuesta en el sector norte en la estancia Mallín Malal y en el extremo sudoriental en la estancia Hualcupén. En ambos sectores el espesor no alcanza los 30 m de potencia, observándose un incremento considerable hacia el norte, en la región de la Hoja Las Ovejas.

Litología

Constituye un depósito de tobas vitrocrystalinas y litocrystalinas de composición dacítico-andesítica de color gris blanquecino a gris pardusco; se intercalan bancos lentiformes de tobas redepositadas y hacia el techo, rematando la secuencia, se manifiestan aglomerados finos a gruesos. En el área del cerro Colorado su espesor alcanza 30 metros, esta conformada por tobas, lapillitas y aglomerados, de color blanco amarillento a blanco grisáceo. La estratificación de las tobas es grosera en bancos de 2 a 7 m de espesor, observándose en ellos erosión diferencial. En algunos sectores se observan estratificaciones y estructuras vinculadas a ambiente fluvial y/o lacustre. De acuerdo con Pesce (1981), en la región de Las Ovejas esta unidad está constituida por ceniza volcánica y bloques angulosos a redondeados de andesita gris oscuros, de 10 a 20 cm



Foto 9: Diques andesíticos y basálticos atravesando andesitas de la Formación Trapa Trapa en la laguna de La Tregua, en la comarca de Buta Mallín.



Foto 10: Formación Trapa Trapa, conformada por una secuencia volcánica y volcanoclástica principalmente andesítica atravesada por diques andesíticos de la Formación Reñileuvú. Se observan niveles tobáceos de composición dacítica y bancos conglomerádicos de origen fluvial correspondientes a la Formación Mitrauquén. Valle de los arroyos Buta Mallín y Donaire.

de diámetro en su mayor parte, aunque suelen hallarse bloques de hasta 1,50 m de diámetro.

Ambiente

El ambiente de depositación de esta unidad está vinculado a procesos de acumulación de material volcánico en ambiente fluvial y aéreo. Los centros de emisión estarían localizados al oeste de la Hoja.

Relaciones estratigráficas

En el ámbito de la Hoja, la Formación Invernada Vieja cubre a lutitas y areniscas de la Formación Los Molles y, al este de la estancia Hualcupén, a andesitas del Grupo Molle. Es cubierta en discordancia angular por depósitos aluvio-coluviales y por andesitas y basaltos de la Formación Cerro Centinela de edad plio-pleistocena. Estos depósitos son cubiertos por derrames basálticos que se hacen dominantes hacia el bajo de Loncopué. Según Zanettini (2001) la unidad en análisis engrana lateralmente con la Formación Trapa Trapa, aunque en este trabajo no se ha observado este tipo de relación.

Edad y correlaciones

Restos fósiles de mamíferos y dataciones radimétricas K-Ar, arrojaron edades de $16,1 \pm 2,6$ y $11,5 \pm 1$ Ma (González Díaz y Nullo, 1980; Mazzoni y Benvenuto, 1990) que la ubican en el Mioceno medio a superior. Por sus relaciones estratigráficas y composición litológica, la unidad es correlacionable con las Formaciones Collón Curá (Roth, 1899) y Chimehuín (Turner, 1965) del sur de Neuquén. También se asemeja a la Formación Cajón Negro (Zanettini *et al.*, 1987) siendo posible una interdigitación lateral entre ambas. Al oeste de Ranquilón, en el límite con la fosa de Loncopué, se observan depósitos terciarios suavemente plegados, que podrían correlacionarse con el Conglomerado Tralalhué (Ramos, 1998) aflorante en la comarca de Taquimilán - Colipilli, si bien no presentan características similares.

Formación Trapa Trapa (25)

Andesitas basálticas, brechas andesíticas

Antecedentes

En este trabajo el concepto y la denominación de la Formación Trapa Trapa fueron extraídos de

Niemeyer y Muñoz (1983), quienes definen a una secuencia de aglomerados volcánicos, lavas andesíticas y basaltos, que se dispone de manera concordante y transicional sobre el miembro superior de la Formación Malla Malla en Chile. Dichos autores consideraron los trabajos de Hemmer (1935), quien la describió como “Eruptivos más modernos” constituidos por basaltos, andesitas y traquitas, e incluyeron los tres miembros superiores de la Formación Polcura de Enrione y Villarroel (1962). En territorio argentino un complejo efusivo constituido por 2000 m de piroclastitas y lavas, reconocido por Uliana (1978), se asimila tentativamente al Palaocolitense de Groeber (1947) a partir de su nomenclatura estratigráfica.

Distribución areal

Aparece expuesta en una vasta región (Fotos 9, 10 y 11) a lo largo cordón fronterizo entre los pasos de Pichachén y Copahue, extendiéndose en territorio chileno en el ámbito de la Hoja Laguna de La Laja (Niemeyer y Muñoz, 1983) donde se encuentra su perfil tipo. Sus afloramientos se extienden también al norte hasta alcanzar la región en la Hoja Las Ovejas (Zanettini, 2001).

Litología

Las rocas de la Formación Trapa Trapa, que poseen un característico color pardo rojizo a grisáceo, son porfiricas y amigdaloides, en general bastante alteradas, con abundantes fenocristales de piroxenos. Corresponden preponderantemente a andesitas basálticas y andesitas. En una sección levantada entre la cordillera de los Tocinos y la cordillera de Reñileuvú, las brechas volcánicas predominan sobre las lavas, las coladas andesíticas alcanzan un desarrollo de 60 metros. Se estima un espesor total entre 800 m y 1000 metros. En la laguna La Tregua y el valle de Buta Mallín afloran numerosos diques o filones capa dispuestos subhorizontalmente dentro de la misma unidad. Su composición general es algo más básica que los términos generales de la Formación Trapa Trapa. Se observaron diques andesíticos en afloramientos cercanos al arroyo Buraleo.

Las andesitas basálticas se componen de olivino, con reacción marginal a clinopiroxeno, ya sea en forma de fenocristal o como microcristales en la masa fundamental, plagioclasa de tipo intermedio, cantidades menores de vidrio y mineral de hierro. El



Foto 11: Coladas andesíticas estratificadas de la Formación Trapa Trapa sobre el valle glacifluvial de los arroyos Donaire y Buta Mallín. Ubicación: S 37° 09' 42" - O 71° 07' 10".

ortopiroxeno es escaso. La textura es intersertal, intergranular y ocasionalmente subofítica, apareciendo raramente textura traquítica.

Las andesitas presentan escaso olivino sin borde de reacción. El ortopiroxeno es más abundante que en las andesitas basálticas y el clinopiroxeno puede estar ausente. La textura general es porfírica con pasta pilotáxica, subofítica, intersertal y seriada. Las rocas se encuentran con cierto grado de alteración. Esta alteración consiste en una oxidación que afecta a los minerales ferromagnesianos, la clorita y la calcita rellenan vetillas y se asocian a feldespatos y piroxenos. También aparecen minerales del grupo de las ceolitas.

Los aglomerados volcánicos de esta unidad poseen escasas intercalaciones de brechas con mátrix volcano-sedimentaria. Las brechas son monogénicas, autoclásticas, bien estratificadas, con clastos de andesitas porfíricas, pasando gradualmente a andesitas. En este trabajo, el término brecha se utiliza para las rocas con mayor proporción de clastos que de mátrix.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad es intruida por la Granodiorita Cerro Columpios en el arroyo Azul. Al sur del cerro

Bonete se observan depósitos ignimbríticos de la Formación Mitrauquén que truncan en discordancia angular los niveles superiores de las andesitas de la Formación Trapa Trapa. En los alrededores del paso Pichachén se observan numerosos depósitos de cenizas y lapillis provenientes principalmente del volcán Antuco que cubren áreas deprimidas de la Formación Trapa Trapa. La base no está expuesta.

Ambiente

Esta unidad ha sido depositada en un ambiente volcánico cuyos centros de emisión no han sido reconocidos dentro de la Hoja. Las rocas de la Formación Trapa Trapa se habrían depositado principalmente en forma subaérea. No obstante, intrusivos dispuestos como diques en el área de la laguna La Tregua, cerro Donaire y Buta Mallín, son también atribuidos a esta unidad; éstos son considerados como un emplazamiento póstumo, previo al intenso volcanismo Plioceno representado por la Formación Reñileuvú. Asimismo, la Formación Trapa Trapa se encuentra deformada y localmente plegada con ligero buzamiento hacia el noroeste.

Edad y correlaciones

La edad de esta unidad fue determinada por Drake (1976) en la localidad de Puerto Nuevo (Chile). Parcialmente se correlaciona al Palaocolitense o Basalto I de Groeber (1947). Zanettini (2001) consideró una correlación lateral de esta unidad con rocas volcánicas de la Formación Invernada Vieja, en tanto que Rovere (1993a, 1993b) describió andesitas y diques andesíticos datados por métodos K-Ar ($12,6 \pm 0,2$ Ma) en la región de Buta Mallín asimilados a esta unidad. Muñoz y Niemeyer (1984) realizaron dataciones sobre plagioclasas de andesitas que arrojaron valores entre $15 \pm 1,6$ y $11,8 \pm 2,1$ Ma, asignando por lo tanto a esta unidad una edad miocena media a superior.

2.3.3.3. Mioceno superior – Plioceno inferior

Formación Mitrauquén (26)

Conglomerados, ignimbritas, andesitas

Antecedentes

Esta unidad fue definida por primera vez por Suárez y Emparán, (1997) en la Hoja Curacautín en Chile y fue observada durante la realización de esta Hoja e introducida en su estratigrafía.

Distribución areal

El mayor desarrollo (400 m) en la Hoja esta expuesto en el sector comprendido entre cerro Moncol y laguna Negra, entre los ríos Reñileuvú y Picunleo; también se observaron aislados afloramientos en el tramo superior del río Agrio, al oeste de la cordillera de Reñileuvú, y en el tramo superior del río Buta Mallín. Se localiza también en el cerro Negro, al norte del cerro Bonete en laguna Negra, en la sierra de Trolón y en la cordillera de Reñileuvú (Foto 10).

Litología

Esta unidad esta formada por conglomerados, ignimbritas y lavas andesíticas. En la base predomina la facies conglomerádica con intercalaciones de ignimbritas dacíticas; las lavas andesíticas y tobas predominan hacia los niveles superiores. Las rocas sedimentarias de esta unidad están compuestas principalmente por conglomerados clasto y mátrix soportados, con intercalaciones ignimbríticas de color

blanquecino, y capas con deformación sin-sedimentaria.

El miembro volcánico está compuesto principalmente por lavas andesíticas y andesítico-basálticas, con intercalaciones de tobas de caída dacíticas e ignimbritas. En las proximidades del cerro Bonete alcanza un espesor de 70 metros.

Ambiente

Según Suárez y Emparán (1997), la presencia de conglomerados fluviales y de depósitos de flujos de detritos en la unidad inferior del miembro sedimentario, sugiere acumulación en un abanico aluvial. Este cono aluvial habría engranado lateralmente, o fue sucedido por un sistema de ríos anastomosados gravosos, representados por la unidad conglomerádica superior, que fluían hacia el su-deste. Se interpreta que los ríos, cuyos productos se incluyen en la Formación Mitrauquén, habrían atravesado el área previamente ocupada por el lago representada por las facies lacustres de la Formación Cura Mallín en Chile (Suárez y Emparán, 1997), correlacionable en sus niveles superiores con la Formación Arroyo Palao. Esta progradación de ríos de grava sobre antiguos depósitos lacustres, reflejaría un descenso relativo del nivel de base. Aproximadamente a los 9 Ma (Ramos, 1989), ocurrió una fuerte profundización de la cuenca marina de Labranza (Osorio y Elgueta, 1990), generada probablemente por subsidencia tectónica, coincidiendo esto con un descenso eustático del nivel del mar. Los mantos de coladas andesíticas son lentiformes y menores en comparación con las ignimbritas intercaladas entre los depósitos fluviales, éstas indican erupciones explosivas ácidas de gran magnitud y acumulación rápida de depósitos de flujos piroclásticos.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad se interdigita con la Formación Trapa Trapa al norte de la laguna Del Agrio, y en la laguna Negra e infrayace a las Formaciones Reñileuvú y Hualcupén en el sector sudoccidental de la Hoja.

Edad y correlaciones

Se correlaciona con las Formaciones Chachahuén (González Díaz, 1979), “Andesita 2” o “Huincanlitense” (Groeber, 1937), de edad Plioceno inferior distribuida extensamente en sudoeste de la provincia de Mendoza. Edades K-Ar realizadas en

rocas situadas en la hoja chilena Curacautín, (Suárez y Emparán, 1997) sitúan a esta unidad entre 8 y 9 Ma, por lo tanto se atribuye esta unidad al Mioceno superior – Plioceno inferior.

Granodiorita Cerro Columpios (27)

Granodioritas, dioritas, tonalitas

Antecedentes

Las primeras menciones sobre cuerpos intrusivos terciarios en la región fueron brindadas por Groeber (1947), Braccacini (1964) e Yrigoyen (1972) quienes mencionaron plutonitas ácidas a mesosilícicas de edad cretácica a terciaria. El *stock* del cerro Columpios fue referido por primera vez en la Argentina por Pesce (1981), y en Chile por Niemeyer y Muñoz (1983), asociado a pequeños cuerpos plutónicos que intruyen a las unidades continentales, volcánicas y volcánicas miocenas (Formaciones Arroyo Palao, Cura Mallín y Trapa Trapa) y cubiertos en discordancia de erosión por volcanitas pliocenas (Rovere, 1998; Rovere y Rosello, 2001).

Méndez *et al.* (1995) incluyeron esta unidad en las Plutonitas Domuyo. Rovere y Castro (1995) realizaron una evaluación preliminar del potencial económico del plutón como roca de aplicación. Kurtz *et al.* (1997) realizaron estudios basados en temperaturas de enfriamiento y dataciones Ar-Ar de cristales de biotita y feldespato de plutones miocenos a 34° S y estimaron velocidades de exhumación en distintos períodos durante el Neógeno.

Distribución areal

En la Hoja Andacollo esta unidad se restringe al cuerpo intrusivo que forma el cerro Columpios en las nacientes de los arroyos Buraleo y Azul. Al norte, en sentido meridional, estos cuerpos se distribuyen a lo largo del límite chileno y en la región de las lagunas de Epulauquen, conformando *stocks* integrantes de un cuerpo batolítico.

Litología

Estas rocas se destacan en el terreno por su color gris claro y por la prominencia de sus afloramientos. A lo largo de sus contactos se observa una epidotización intensa y algunos fenómenos de asimilación e incorporación de la roca de caja a la masa intrusiva, formando zonas brechizadas constituidas

por bloques xenolíticos angulosos, de 10-30 cm dentro de una matriz de material plutónico. En el interior de los cuerpos es posible observar filones lamprofiricos de color verde oscuro y pequeñas venas o cúmulos aplíticos.

La composición petrográfica de los *stocks* corresponde, principalmente, a granodiorita, diorita, diorita cuarcífera y tonalita. Las dioritas son de anfíboles del tipo hornblenda. La biotita se encuentra en proporción variable entre 5% y 10%. Los minerales accesorios corresponden a feldespato potásico, cuarzo, titanita, apatita y minerales opacos. El feldespato potásico en las granodioritas se presenta en cantidades mayores que en las variedades dioríticas y los únicos ferromagnesianos presentes son hornblenda y biotita. La textura en casi todos los ejemplares es hipidiomorfa granular de grano grueso, aunque en sectores puede observarse granos más finos.

Ambiente

A comienzos del Neógeno se produjeron mecanismos tectónicos de “exhumación rápida”. Este concepto se asocia a un engrosamiento cortical que culminó en el Mioceno Superior - Plioceno inferior (Kurtz *et al.*, 1997). Numerosos cuerpos plutónicos contemporáneos se distribuyen a lo largo del arco frontal; hacia el norte de los 34° S. Éstos se vinculan al enriquecimiento de menas en fajas de mineralizaciones metalíferas.

Relaciones estratigráficas

Intruye estratos miocenos de las Formaciones Arroyo Palao y Trapa Trapa y es cubierto en discordancia erosiva por las coladas andesíticas de la Formación Cerro Centinela.

Edad y correlaciones

Dataciones radimétricas (Pesce, 1981) en plutones ubicados más al norte registran una edad de 15 ± 2 Ma. Análisis sobre roca total y cristales de biotita de muestras obtenidas a lo largo del arroyo Azul en contacto con la roca de caja (Formación Trapa Trapa) y hacia el núcleo del *stock*, arrojaron edades K-Ar de 10.8 ± 0.1 a 12.3 ± 0.6 Ma (Rovere, 1993a, 1993b; Rovere y Castro, 1995). Zanettini (2001) en la Hoja Las Ovejas, denomina Granito Las Lagunas a los intrusivos del cerro Blanco, pertenecientes al Grupo Domuyo, equiparable al Domuyolitense de Groeber (1947). Se correlaciona también con el Grupo Plutónico

Melipeuco en Chile (Suárez y Emparán, 1997). Se considera Mioceno superior el emplazamiento definitivo y Plioceno inferior a medio el comienzo de la exhumación del plutón correspondiente a la Granodiorita Cerro Columpios.

2.3.4. NEÓGENO – CUATERNARIO

2.3.4.1. Plioceno a Pleistoceno inferior

Formación Hualcupén (28)

Basaltos, andesitas, brechas

Antecedentes

Esta unidad fue definida por Pesce (1987) para las coladas que cubren las márgenes orientales del bajo de Caviahue. Los estudios geocronológicos de Linares *et al.* (1999) coinciden con las interpretaciones realizadas previamente. Las Formaciones Hualcupén y Las Mellizas están diferenciadas litoestratigráficamente por un cambio en la posición del centro eruptivo que las originó. Se presume que entre ambas unidades se desarrolló la subsidencia que originó el graben de origen caldérico ubicado en los alrededores de la laguna del Agrio o Caviahue.

Distribución areal

La Formación Hualcupén se distribuye a través de extensos mantos lávicos que divergen a partir de un centro caldérico situado aproximadamente en la laguna del Agrio. Se distribuye extensamente al este del centro volcánico de Copahue, desde el borde externo de la depresión con una distribución semiradial predominante hacia el noreste (Foto 12). Son coladas lávicas lobuladas cuyos ejes alcanzan unos 30 km de extensión. De estudios petrológicos de testigos en perforaciones realizados por la JICA (1992), ubicados en la laguna de Las Mellizas, se detectó la Formación Hualcupén ubicada a 2.000 m de profundidad.

Litología

La Formación Hualcupén se considera originada por un campo volcánico cuyo centro se situaba al este del volcán Copahue y cuya magnitud era aproximadamente 8 veces mayor. El máximo espesor aflorante es de 450 m en el margen oriental de la caldera y disminuye gradualmente hasta desaparecer en un radio aproximado de 12 kilómetros. En general esta integrada por aglomerados volcánicos en su mitad inferior y por la-



Foto 12: Disyunción columnar en coladas andesíticas, basálticas e ignimbríticas intercaladas con tobas y areniscas tobáceas de la Formación Hualcupén en la localidad del arroyo Ñireco, valle de las Damas. Ubicación: S 37° 39' - O 70° 51'.

vas de variada potencia en la superior. En la depresión de la caldera de Caviahue y a través de estudios de perforaciones se determinó su existencia a una profundidad aproximada de 1000 msnm. La Formación Hualcupén se presenta en extensos afloramientos con mantos lávicos basálticos y andesíticos de colores pardo grisáceos, en la pared oriental de la caldera y en la sección del río Agrio desde la laguna del Agrio hasta la Puerta de Trolope se observan los mejores perfiles con niveles heterogéneos de andesitas, basaltos, brechas, tobas, ignimbritas y otras variedades litológicas que incluyen en menor grado rocas ácidas.

Las muestras obtenidas en el cerro Hualcupén son principalmente basaltos olivínicos de color pardo rojizo oscuro, con abundantes fenocristales de plagioclasa, minerales opacos, clinopiroxenos (augita) y olivina. La pasta parcialmente desvitrificada, presenta microlitos de plagioclasa y abundante vidrio color café. En general, presentan cierto grado de oxidación y alteración a boullingita de los minerales ferromagnesianos. Los mantos lávicos distales próximos al río Agrio son de composición algo más ácida, alcanzando a andesitas ácidas.

Ambiente

En la Formación Hualcupén puede distinguirse un ambiente volcánico con amplio desarrollo del magmatismo (con episodios alternados de hidromagmatismo) y una evolución desde basaltos olivínicos a coladas riolíticas ignimbríticas (Formación Riscos Bayos) con gran desarrollo durante el Plioceno y un cese del volcanismo con una subsecuente subsidencia térmica acompañada de volcanismo monogénico basáltico. No obstante, la bimodalidad de las erupciones indicarían un aporte episódico de magma basáltico. En el interior del graben, esta unidad fue cubierta por flujos lávicos y centros de erupciones más modernas de menor magnitud de la Formación Las Mellizas que luego fue intensamente erosionada por procesos glaciarios ocurridos durante el Pleistoceno.

Relaciones estratigráficas

Las Formaciones Las Mellizas y Riscos Bayos cubren las coladas lávicas de la Formación Hualcupén al este de Caviahue. Los basaltos de fondo de valle integrados en este trabajo a la Formación Copahue, cubren en el valle del río Agrio a la Formación Hualcupén.

Edad y correlaciones

De dataciones obtenidas por Linares y González (1990), y Niemeyer y Muñoz (1983), la edad estimada de esta unidad es Plioceno a Pleistoceno inferior, posiblemente marcando el inicio del volcanismo del Copahue. Pesce (1989) y Mazzoni *et al.* (1998) estiman que la parte inferior de la secuencia reúne caracteres en común con la Formación Trapa Trapa, descrita por Niemeyer y Muñoz (1983). Se puede correlacionar con la Formación Mandolegüe y diversos segmentos estratigráficos de las Formaciones Las Mellizas, Cerro Centinela (central y monogénicos), Guañaco, Riscos Bayos y Reñileuvú.

Formación Las Mellizas (29)

Basaltos, andesitas, reoignimbritas, ignimbritas

Antecedentes

Esta unidad fue definida por Pesce (1987) para las coladas vinculadas a las erupciones provenientes de un centro eruptivo ubicado próximo al cerro Las Máquinas (Mazzoni *et al.*, 1998). Folguera (1995) analizó estructuralmente los sectores en donde aflora esta unidad y Linares *et al.* (1999) realizaron dataciones sobre rocas volcánicas y piroclásticas.

Distribución areal

Se distribuye en una superficie regional circular en la depresión de Caviahue (Foto 23) y hacia el sur y norte controlada por las escarpas que conforman el río Agrio y el cordón Hualcupén.

Litología

La Formación Las Mellizas podría corresponder al inicio de los episodios volcánicos que construyeron el edificio del volcán Copahue. Algunos centros de emisión y sus coladas están presentes dentro de la depresión caldérica. Entre los componentes litológicos dominantes se distinguen ignimbritas y andesitas y basaltos.

Ignimbritas: Las rocas piroclásticas poseen distintas variedades de soldamiento, particularmente en su mátrix, *fiammes* con distintos grados de aplastamiento y litoclastos de diversos tamaños, muchos de ellos mayores a 10 cm. Estas rocas podrían agruparse en términos de ignimbrita como término general, reoignimbrita a aquellos con fuerte foliación

milimétrica y apretados replegamientos, y vitrófiro, como producto de la homogeneización de todos los componentes vítreos por compactación. Ignimbritas y reoignimbritas halladas en las cercanías de Chanchoco son consideradas como pertenecientes a la Formación Las Mellizas (Mazzoni *et al.* 1998).

Andesitas y basaltos: Coladas lávicas observadas al noreste de Caviahue, en el cerro Las Máquinas, y al norte de la laguna Las Mellizas muestran episodios eruptivos pequeños o fisurales que se asocian a esta unidad. Las andesitas muestran textura porfírica y predominio de fenocristales de piroxeno en una pasta pilotáxica, microlitos de plagioclasa tipo andesina y abundantes opacos. Es común la alteración de los minerales férricos en las andesitas confiriéndole una coloración pardo rojiza. Un basalto ubicado en el cerro Las Máquinas presenta textura porfírica y los microfenocristales de olivino exhiben bordes de alteración serpentínica (iddingsita), inmersos en una pasta pilotáxica fluidal. Tanto en las andesitas como en los basaltos se observa alteración hidrotérmica de minerales ferrosos o ferromagnesianos.

Ambiente

Debido al desarrollo de un gran volumen de rocas ignimbriticas se considera un alto grado de explosividad volcánica para su generación. El centro Las Máquinas muestra una marcada explosividad con características freatomagmáticas.

Relaciones estratigráficas

La Formación Las Mellizas cubre a la Formación Hualcupén, según se desprende de las perforaciones realizadas por la JICA (1992). Las coladas y flujos piroclásticos de las Formaciones Copahue y Las Termas cubren en superposición de mantos a la Formación Las Mellizas. Si bien se han considerado dos unidades diferenciadas entre las Formaciones Las Mellizas y Hualcupén, las relaciones de contacto no afloran y la localización de los centros eruptivos originarios es dudosa.

Edad y correlaciones

Posteriormente a los últimos episodios volcánicos de la Formación Hualcupén (4 Ma) se evidencia un proceso de subsidencia que conformó el graben caldérico y/o tectónico de Caviahue. Asimismo las rocas más antiguas ubicadas al oeste de esta depre-

sión, incluido el volcán Copahue, fueron datadas en $2,68 \pm 0,07$ Ma. Por lo tanto, se considera que esta depresión se desarrolló durante este intervalo. Edades registradas en rocas de la Formación Las Mellizas indican $2,68 \pm 0,07$ Ma, lo que permite ubicarlas en el Plioceno.

Formación Reñileuvú *nom. nov.* (30)

Andesitas, brechas, basaltos

Antecedentes

Se propone esta denominación para identificar los mantos andesíticos que Groeber (1946) definió regionalmente como volcanitas del Palaocolitense. Consiste de flujos de coladas subhorizontales localizadas en los niveles superficiales de los perfiles disectados a ambos márgenes del río Reñileuvú. No se observaron centros de emisión dentro del territorio argentino y la proveniencia es netamente occidental. Méndez *et al.* (1995) en una descripción regional, caracterizaron a las "Volcanitas Preglaciales del Complejo Efusivo Diaguítico" aquí descriptas como Formación Reñileuvú.

Distribución areal

Esta unidad cubre una superficie elongada de oeste a este a ambos márgenes del río Reñileuvú y se extiende hacia el norte por la cordillera de Reñileuvú hasta el río Guañaco (véanse Fotos 13 y 14). Es evidente la proveniencia de centros eruptivos occidentales que se incorporan desde el sector chileno, se observan estructuras superficiales elongadas sobre las coladas y un aumento de espesor de las capas hacia el oeste.

Litología

Se presenta en mesetas estratificadas horizontales de color pardo oscuro a gris. Los centros de emisión provienen del sector chileno y las coladas poseen estructuras superficiales que evidencian que los flujos avanzaron hacia el este en capas que representan episodios eruptivos. Cada capa no supera la decena de metros de espesor y disminuye progresivamente hacia el este. Esta constituida principalmente por lavas estratificadas de composición andesítica con escasos niveles de basaltos, lentes de tobas y brechas volcánicas.

Las andesitas presentan textura porfírica y fenocristales de plagioclasa (andesina) de color blan-



Foto 13: Fragmento de lava de composición basáltica con superficie pahoehoe correspondiente a la Formación Reñileuvú en el paraje Chacay Mallín. Ubicación: S 37° 23' 54" – O 70° 49' 20".



Foto 14: Diques andesíticos de la Formación Reñileuvú que intruyen andesitas, tobas y aglomerados volcánicos de la Formación Trapa Trapa, en la comarca de laguna La Tregua, al noreste de Buta Mallín. Ubicación: S 37° 09' - O 71° 04'.

co y mafitos verde oscuro en una pasta afanítica color gris mediano. Abundan los fenocristales de hipersteno, augita alterada a óxidos de hierro y olivinas euhedrales a subhedrales. Los componentes de la pasta están compuestos por microlitos de andesina, augita, opacos y titanita. Se han observado fenocristales de hipersteno en algunos ejemplares de basaltos y en ninguno olivinas. Los aglomerados son andesíticos y la pasta presenta fenocristales similares a las andesitas descriptas. El espesor de esta unidad es variable con relación a la distancia que guardan las secuencias con los paleocentros de emisión, variando su potencia de 100 a 1.200 m, aumentando su espesor hacia el sector occidental de la Hoja.

Ambiente

Debido a los extensos mantos lávicos y el escaso desarrollo de edificios volcánicos, el índice de estas erupciones indica baja explosividad. El ambiente volcánico de lavas poco viscosas y el desarrollo distal de disyunciones columnares condice con la gran extensión y poco espesor de las coladas en cada episodio eruptivo. Los mantos de tobas y aglomerados intercalados entre coladas son de naturaleza mesosilícica a básica y en algunos casos muestran estructuras indicativas de un medio de depositación ácuo durante el enfriamiento.

En el curso inferior del río Reñileuvú se observa un pliegue anticlinal de una colada, presentando en la sección transversal deformación y aparente desplazamiento de los niveles tobáceos infrayacentes, lo cual se interpreta como el punto ciego de una fractura que generó en el manto andesítico un pliegue de propagación de falla.

Relaciones estratigráficas

La Formación Reñileuvú cubre discordantemente a sedimentitas plegadas de las Formaciones Lileo y Arroyo Palao. En un sector próximo al cerro Moncol se asienta sobre el Grupo Molle, si bien su relación estructural se encuentra en estudio. En el sector occidental de la Hoja, cubre discordantemente a las Formaciones Trapa Trapa y Mitrauquén. Al norte de Copahue se interdigita lateralmente con la Formación Hualcupén, al sur del río Guañaco con la Formación Cerro Centinela y con la Formación Cola de Zorro en territorio chileno.

Edad y correlaciones

Esta unidad podría corresponder a una unidad conformada por un grupo volcánico constituido por

las Formaciones Hualcupén, Centinela y Reñileuvú originadas a partir de distintos centros eruptivos centrales. Se correlaciona con los niveles superiores de la Formación Cola de Zorro (González Ferrán y Vergara, 1962). Esta unidad no es empleada en este trabajo ya que presenta una compleja variedad litoestratigráfica que podría corresponder a más de una unidad y por otra parte se asemeja a la Formación Trapa Trapa, que en sectores no puede ser diferenciada. La edad estimada es Plioceno Medio a Superior, según comparaciones estratigráficas con la Formación Cerro Centinela que la sobreyace y la Formación Trapa Trapa que la subyace.

Formación Cerro Centinela (31)

Andesitas, andesitas basálticas, tobas

Antecedentes

Zanettini *et al.* (1987) describieron las rocas volcánicas de la región del cerro Centinela pertenecientes a los basaltos Coyocho y Palaoco (Groeber, 1946). Posteriormente, Rovere y Caselli (1992) hicieron referencia a un centro volcánico ubicado en las nacientes del arroyo Huaraco, que conforma la base expuesta de un cráter cuyas paredes fracturadas constituyen parte de los cerros Centinela y Huaraco.

Debido a la magnitud de los afloramientos lávicos y piroclásticos que produjo este volcanismo, recibieron la denominación de Formación Cerro Centinela (véase Rovere, 1998). En este trabajo las unidades analizadas fueron diferenciadas para las rocas provenientes del volcán central (Formación Cerro Centinela) en tanto que los volcanes monogénicos distribuidos en la región fueron agrupados bajo la denominación de Formación Bella Vista (31a), como episodios de volcanismo monogénico y diferenciación magmática. El estudio del fraccionamiento, mezcla (*mixing*) y asimilación, y migración de cámaras magmáticas durante el Plioceno superior es tratado en una investigación en la tesis doctoral de la autora (Rovere, en ejecución).

Distribución areal

Esta unidad se distribuye elongadamente al sur de Las Ovejas, en los cerros Huaraco, Centinela, Buenos Aires, Pan de Azúcar, Los Cardos, al este y sur del cerro Guañaco, y al este del arroyo Ñireco. Esta unidad forma coladas que se extienden en mesetas parcialmente cubiertas por volcanes monogénicos pleistocenos disectadas por profun-

dos valles fluviales, tales como los de los ríos Nahueve, Lileo y Guañaco y los arroyos Huaraco y Ñireco.

Los conos monogénicos se observan principalmente al norte de Bella Vista y sus lavas se exponen al este del río Nahueve, en proximidades del cerro Buta Pailán. Afloramientos parciales de esta unidad se pueden apreciar en las Fotos 15, 16 y 17.

Litología

La Formación Cerro Centinela corresponde rocas volcánicas y volcanoclásticas con un centro volcánico principal (cerros Huaraco y Centinela) de tipo central con efusiones principalmente andesíticas. Presenta centros monogénicos de composición andesítica y basáltica, con intercalaciones de tobas, flujos piroclásticos, depósitos de ceniza, flujos ignimbríticos principalmente laminares y depósitos de *surge* y lahares. Las andesitas son rocas de color pardo grisáceo, de textura porfírica, con abundantes fenocristales de clinopiroxeno y plagioclasa (andesina - oligoclasa). También se observan flujos lávicos basálticos y andesíticos con estructura fluidal y disyunción columnar y convoluta. Esto es observable en un sitio denominado “piedra meona”, que denota el carácter permeable entre las capas efusivas.

Ambiente

Las características explosivas de este volcanismo son interpretadas a través de flujos medianamente viscosos, y gruesos márgenes de enfriamiento observables en frentes con disyunción columnar que alcanzan los 400 metros. La presencia, aunque es-

casa, de ignimbritas denota períodos de actividad explosiva. También se observan tobas con estructuras de estratificación cruzada que indican depositación en ambiente ácuo.

Relaciones estratigráficas

A lo largo del río Nahueve las relaciones de contacto entre esta unidad y el Grupo Molle son presumiblemente de fractura. Al oeste, próximas al arroyo Palao, las relaciones de contacto son discordantes con la Formación Lileo y al norte con la Formación Invernada Vieja.

Edad y correlaciones

Edades radimétricas K-Ar (Rovere, 1993a, 1993b) y datos de estratigráficos ubican a esta unidad entre la transición Mioceno-Plioceno y Plioceno medio-superior. En el cuadro 2 se resumen las edades obtenidas para las Formaciones Cerro Centinela y Bella Vista.

Formación Bella Vista (31a)

Basaltos, andesitas, brechas

Antecedentes

A partir de la identificación de al menos cinco centros volcánicos ubicados al este del cerro Centinela, se analizaron las relaciones geoquímicas y geocronológicas (Rovere, 1993a, 1993b) de este volcanismo con otros episodios eruptivos plio-pleistocenos de la región: Estos conos lávicos y piroclásticos fueron agrupados bajo la denominación de Formación Bella Vista como representati-

Muestra	Unidad	Roca	K(%)	Peso	36Ar	40Ar r. tot.	Edad Ma	Error ± Ma
M7	Fm. C° Centinela	Andesita	1.04	0.17	30.45	1.19	<u>2.9</u>	0.2
BS	Fm. C° Centinela	Andesita	1.16	0.14	40.11	1.25	<u>2.8</u>	0.1
Bi	Fm. C° Centinela	Andesita	1.10	0.15	94.92	1.19	<u>2.8</u>	0.1
M5	Fm. Bella Vista	Andesita	1.12	0.13	68.40	1.25	<u>2.8</u>	0.1
Nhi2	Fm. C° Centinela	Andesita	0.96	0.17	23.14	1.08	<u>2.9</u>	0.2
M1	Fm. Bella Vista	Basalto	0.72	0.14	33.12	0.81	<u>2.9</u>	0.2
M3	Fm. Bella Vista	Basalto	0.49	0.17	12.04	0.61	<u>3.2</u>	0.2
M4	Fm. Bella Vista	Bas.Ol.	0.61	0.16	17.69	0.68	<u>2.9</u>	0.2
4.2	Fm. Bella Vista	Bas.Ol.	0.67	0.18	19.18	0.68	<u>2.6</u>	0.1

Cuadro2. Edades K/Ar obtenidas para la Formaciones Cerro Centinela y Bella Vista



Foto 15: Depósitos de cenizas, tobas y tufitas con estructuras entrecruzadas en un perfil de un paleocauce fluvial (espesor 4 m). Obsérvese los flujos lávicos andesíticos de la Formación Cerro Centinela (espesor máximo 1500 m) apoyados sobre los depósitos tobáceos y la distribución de los bloques en disyunción columnar. Arroyo Huaraco, en el paraje Los Carrizos. Ubicación: S 37° 07' - O 70° 46'.

vos de los episodios volcánicos y piroclásticos simultáneos y posteriores al volcanismo principal del volcán Centinela. En la localidad de la villa de Nahueve se encuentran los perfiles mejor expuestos con edificios volcánicos alineados en dirección NE SW.

Distribución areal

Esta unidad conforma al menos cinco centros eruptivos distribuidos a ambos lados del río Nahueve, dos de ellos son claramente visibles en la localidad de Bella Vista, lo cual dió origen a su denominación. En el extremo norte de la Hoja, en la cordillera del Viento, el cerro Buta Pailán es incluido en esta unidad y sus coladas se distribuyen extensamente hacia el este y noreste alcanzando las márgenes del río Neuquén.

Litología

Los centros monogénicos son de composición andesítica y basáltica, con intercalaciones de tobas depositadas en pequeños cuerpos ácuos y depósitos de ceniza y lahares. Los conos volcánicos no superan los 80 m y los cráteres están formados por brechas andesíticas y basálticas, con abundante mena de hierro limonitizada de color rojo intenso. Las coladas basálticas son de textura porfirica y poseen abundante olivina y minerales opacos ferromagnesianos; las andesitas presentan abundantes fenocristales de clinopiroxeno en una pasta pilotáxica. Es característica la distribución de tres diques basáltico-andesíticos radiales que se extienden por más de 2 km y con una distribución equiangular a partir del soma, en algunos casos solo se conservan los diques como relictos del antiguo edificio. Esto es observable en varios centros al oeste del río Nahueve.

Ambiente

Las características explosivas leves de este volcanismo son interpretadas a través de flujos medianamente viscosos, y gruesos márgenes de enfriamiento observables en frentes con disyunción columnar (400 m). También se observan tobas con estructuras de estratificación cruzada que indican depositación en ambiente ácuo.

Relaciones estratigráficas

A lo largo del río Nahueve las relaciones de contacto entre esta unidad y el Grupo Molle son presumiblemente de fractura. Al oeste, próximas al arroyo Palao, las relaciones de contacto son discordantes con la Formación Lileo y al norte con la Formación Invernada Vieja.

Edad y correlaciones

Edades radimétricas K-Ar obtenidas por Rovere (1993a, 1993b) ubican a esta unidad en el Plioceno superior.

Formación Riscos Bayos (32)

Ignimbritas, tobas soldadas

Antecedentes

Esta unidad fue definida por Pesce (1987) para identificar los flujos ignimbríticos vinculados a las



Foto 16: Andesitas y basandesitas de la Formación Cerro Centinela plegadas cubriendo andesitas y brechas de la Formación Reñileuvú. A la derecha de la fotografía se observan los depósitos sedimentarios lacustres de la Formación Lileo. Comarca del río Reñileuvú.



Foto 17: Coladas andesíticas con disyunción columnar y frente de enfriamiento de la Formación Cerro Centinela. En la comarca del arroyo Huaraco en las cercanías del paraje Los Carrizos. Ubicación: S 37° 05' 24" – O 70° 46 '27".

erupciones provenientes de un centro eruptivo situado en la actual caldera El Agrio. Dataciones realizadas en rocas de la Formación Riscos Bayos. Asimismo, se atribuyen a la misma los “Depósitos de Flujo Piroclástico” (DFP) y los niveles superiores de los “Depósitos de Flujo Piroclástico del Lago Cavihue” (DFPLC), definidos por Mazzoni *et al.* (1998). El perfil típico de esta unidad se encuentra en un paraje denominado Riscos Bayos. Este último es considerado Sitio de Interés Geológico en este informe debido a la curiosidad de su morfología y el atractivo de su paisaje. Este sitio posee gran similitud a las formaciones volcánicas de Capadocia en Turquía, el cual es considerado Patrimonio de la Humanidad debido a las obras de arquitectura y arte labradas en la roca que datan del siglo III antes de Cristo.

Distribución areal

Aflora en dos centros en la laguna Hualcupén, en la estación sismológica ubicada al sur de Cavihue, en distribución elongada hacia el este a ambos márgenes del arroyo Hualcupén. Su mayor desarrollo lo alcanza en la estancia Riscos Bayos, desde donde disminuye gradualmente su espesor hacia el río Agrio (Foto 18). Al norte del río Hualcupén en los parajes Riscos Morados y Riscos Negros se desarrolla el nivel inferior de esta unidad.

Litología

Los afloramientos de la Formación Riscos Bayos se distinguen por su morfología en cordones de cerrillos de colores blanquecinos (Riscos Bayos) y colores pardo grisáceos (Riscos Negros). Además, estos cordones que no superan los 100 m, se encuentran alineados radialmente desde el centro volcánico de Copahue. Los mismos poseen características ignimbríticas si se acepta el término de Martí y Araña (1993), para identificar flujos de coladas volcánicas en cuyo volumen predomina pómez.

En la laguna Hualcupén se observaron afloramientos de tobas de color rosado y blanquecino fuertemente soldadas que corresponden a esta unidad. Se caracterizan por abundantes cristaloclastos de cuarzo en una pasta argílica desvitrificada, escasos

litoclastos de composición riolítica y andesítica y vitroclastos de coloración pardo rojiza.

La sección inferior está formada por ignimbritas soldadas en distinto grado. Presentan escorias gris verdosas no deformadas con oquedades rellenas con palagonita, lo cual denota la existencia de procesos hidrotermales sobre los materiales primarios (Mazzoni *et al.*, 1998; Heiken y Wohletz, 1991).

La sección superior está formada por ignimbritas soldadas en menor grado, de coloración gris blanquecina con mátrix formada por pómez de composición riolítica. El contenido de SiO₂ varía entre 58 y 64% (Mazzoni *et al.*, 1998) y 74% (este trabajo), este último obtenido en la estancia Riscos Bayos. La variación de los colores rojizos en las porciones basales y gris blanquecinos para las rocas de los niveles superiores son elementos diagnósticos.

Los datos geoquímicos del cuadro 3 muestran las características riolíticas de las ignimbritas, los altos contenido de SiO₂ reflejan la composición ácida y en parte el contenido de cuarzo y feldespatos. Este último es en parte responsable de los altos valores de alúmina y álcalis. Los elementos traza pueden indicar el origen de otros minerales juveniles debido a la contaminación de material escoriáceo juvenil en el análisis de roca total.

Ambiente

Esta unidad se originó bajo diferentes características explosivas, incrementándose en los episodios que formaron los niveles superiores en condiciones extremas y depositación rápida de pómez en ambiente con características hidromagmáticas. Varias son las hipótesis sobre el origen de la forma elongada de los depósitos, la más aceptada es la rápida depositación y enfriamiento de la base en cauces efímeros y la inmediata acumulación de pómez de muy baja densidad proveniente de un flujo piroclástico (oleada) caliente y rápido enfriamiento.

Relaciones estratigráficas

El nivel superior de la Formación Riscos Bayos se dispone formando varios brazos elongados sobre depósitos lávicos de la Formación Hualcupén. A su vez apoya concordantemente sobre los niveles inferiores de colores rojizos al este del Cajón Chico. El

Muestra N°	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	Sc
UAER-032 Riscos Bayos	74	14,2	0,86	3,43	4,25	1,73	0,27	0,06	0,25	0,08	101	11	129	10	627	3

Cuadro 3. Análisis químico de las ignimbritas de la Formación Riscos Bayos.



Foto 18: Formación Riscos Bayos, representada por flujos tobáceos de composición dacítica y riodacítica. Hacia el norte se distribuyen similarmente con coloraciones oscuras (Riscos Morados) debido a su composición básica. Se encuentran alineados a lo largo del sector sudeste de la depresión de Caviahue. Ubicación: S 37° 57' 49" – O 70° 48' 57".

contacto basal no está expuesto. Según los datos de perfiles realizados por la JICA (1992), esta unidad se encuentra cubriendo a la Formación Las Mellizas, si bien no se ha observado este contacto en superficie. Los depósitos escoriáceos de la Colada Basalto Pino Andino ubicada al sudeste cubren afloramientos distales de escaso espesor de la unidad en análisis. En la laguna Hualcupén está expuesta en discordancia inferida sobre la Formación Trapa Trapa.

Edad y correlaciones

Dataciones K-Ar realizadas por Linares *et al.* (1999) registran una edad de $2,05 \pm 0,05$ Ma, por lo cual se asigna la Formación Riscos Bayos al Plioceno superior.

Formación Copahue (33)

Basaltos, andesitas, brechas, riodacitas

Antecedentes

Se ha considerado en este trabajo denominar Formación Copahue a gran parte de las rocas volcánicas que conforman el edificio volcánico del vol-

cán Copahue. Esta denominación fue propuesta previamente por Pesce (1989). En este trabajo incorporamos a la Formación Copahue las coladas del Centro Efusivo Copahue y a los Derrames de Fondo de Valle (Pesce, 1989) de las cuales se han obtenido dataciones coetáneas. La geología de la región del volcán Copahue ha sido estudiada por Groeber (1921), Casertano (1964), González Ferrán y Vergara (1962), Dellapé y Pando (1978), Pesce (1989), Linares y González (1990), Niemeyer y Muñoz (1983) y Delpino y Bermúdez (1993), quienes realizaron estudios en geología regional, volcanología, termalismo, geomorfología y glaciología.

Distribución areal

Esta unidad se distribuye radialmente en las coladas superpuestas que se originaron en algunos de los cráteres alineados del volcán Copahue. Las mismas en su mayoría fueron afectadas por erosión glaciaria y constituyen la base y el cono del edificio volcánico, incluido el Domo Ácido en el flanco sudoriental del volcán, por lo tanto su distribución areal está restringida al radio de influencia de las erupciones preglaciarias del Copahue (Foto 23).

También se incluyen en esta unidad los Derrames de Fondo de Valle (Pesce, 1989) distribuidos a lo largo del valle del río Trolope, desde el paso Trapa Trapa hasta el este de la Puerta de Trolope.

Litología

La composición de las rocas de la Formación Copahue es principalmente basáltica y andesítica, aunque tuvo episodios menores de erupciones ácidas como se observa en el Domo Ácido. Los flujos piroclásticos guardan composiciones similares. Los Derrames de Fondo de Valle ubicados a lo largo del valle de Trolope son casi exclusivamente de composición basáltica, si bien se observan intercalaciones de flujos andesíticos y en menor grado ignimbríticos. Las coladas, junto con los flujos lávicos y piroclásticos, presentan en general marcadas estructuras de fluidalidad, siendo frecuentes las estructuras de tipo *pahoe-hoe* y estrías elongadas en dirección al flujo.

Al norte de la villa de Copahue están expuestos basaltos constituyendo una roca compacta de aspecto afanítico y color gris mediano. Al microscopio presentan textura porfírica en una pasta criptofelsítica; los feldespatos son principalmente plagioclasa de tipo labradorita, cuyos bordes se encuentran corroídos; también se observaron fenocristales de olivino y clinopiroxeno de tipo augita. Los minerales opacos son principalmente de magnetita y se presenta una alteración general ferruginosa.

En un perfil levantado en los saltos del Agrio se observaron capas sucesivas de coladas andesíticas y basálticas. Las andesitas se muestran como una roca compacta de textura porfírica con escasos fenocristales de feldespato color blanco lechoso en una pasta afanítica, color gris oscuro casi negro. Petrográficamente son rocas porfíricas con una mesostásis pilotáxica gruesa. Los fenocristales de plagioclasa son de andesina cálcica y también presenta aislados fenocristales de clinopiroxeno de composición augita. Los cristales de andesina se encuentran fracturados y corroídos por la pasta. Los cristales opacos son de gran tamaño y xenomorfos.

De una riocacita porfírica situada en el Domo Ácido se observa alto grado de alteración en la roca y en los cristales de feldespato que se encuentran en la pasta y como fenocristales, estos últimos poseen bordes corroídos y con alteración argílica. También presenta micas de color pardo claro, muy deformadas, y abundantes cristales pequeños de anfíbol.

Ambiente

El tipo de volcanismo que representan los depósitos de esta unidad indica efusiones de tipo hawaiano a stromboliano, con bajos índices de explosividad evidenciado por los rasgos petrográficos y estructurales.

Relaciones estratigráficas

La Formación Copahue cubre con derrames de coladas a la Formación Hualcupén en las laderas del volcán y en el cauce del río Agrio en el sector septentrional de la caldera de Caviahue. Es cubierta por coladas más modernas de la Formación Las Termas en las proximidades del cráter. Esta unidad ha formado gran parte del edificio del volcán Copahue.

Edad y correlaciones

Estudios de dataciones K-Ar realizados por Linares y Osters (1995) y Linares *et al.* (1999) en esta unidad registran edades entre $1,63 \pm 0,05$ y $0,76 \pm 0,07$ Ma, por lo cual es asignada al Cuaternario, (Pleistoceno - Holoceno inferior). La edad del Domo Ácido se encuentra comprendida entre 1.10 ± 0.09 Ma y $0,9 \pm 0,07$ Ma.

Formación Mandolegüe *nom. nov.* (34)

Basaltos, andesitas, tobas

Antecedentes

Durante trabajos de desarrollo regional realizados recientemente, Delpino y Deza (1995) integraron como Formación Hualcupén a las unidades de la cordillera de Mandolegüe, en tanto que Méndez *et al.* (1995) las denominaron "Volcanitas preglaciales" pertenecientes al Complejo Efusivo Diaguitico. Si bien Groeber (1921) denomina la localidad como "Mañolehue", en el presente trabajo se utilizó el vocablo "Mandolegüe", respetando los términos de la cartografía actual y los trabajos editados recientemente. En este trabajo se ha diferenciado a la Formación Mandolegüe como una unidad independiente. Los criterios utilizados para diferenciar esta unidad se basan en modelos volcánicos y petrogenéticos. Mandolegüe es un campo volcánico cuyos pequeños centros eruptivos monogénicos suman más de veinte; en su mayoría se observan coladas basálticas y andesíticas superpuestas. Este campo volcánico no guarda una vinculación genética con el desarrollo

de la Formación Hualcupén, la cual presenta características efusivas de un volcán central plioceno ubicado en la caldera de Caviahue.

Distribución areal

Esta unidad aparece expuesta al sudeste de la Hoja, presentándose como un extenso campo de conos volcánicos en general monogénicos con cierta alineación en dirección SO-NE. Conforman la sección superior del bloque de la cordillera de Mandolegüe, limitada al este por el codo del río Agrio, las poblaciones de El Huecú y El Cholar, y al norte el extremo austral de la cordillera del Viento, al oeste esta limitada por el río Trocomán. En el borde sudoccidental de la Hoja se observaron afloramientos que responden a características similares con esta unidad y se las ha citado como homólogas, si bien es necesario realizar mayores estudios y corroborar los datos en el sector limítrofe de la Hoja Pino Hachado.

Litología

Todas las rocas de esta unidad poseen un origen volcánico, ya sea como emisiones lávicas o como flujos piroclásticos poco densos. Los centros de emisión están bien localizados y se presentan dentro de la región. Los conos volcánicos aflorantes son pequeños (200 m de diámetro promedio, altura 100 m). Se observaron unos 20 centros, todos los cuales aparecen distribuidos sin alineación aparente en toda la cordillera de Mandolegüe, rodeados de depósitos lávicos superpuestos de la misma unidad.

Predomina la composición basáltica y suelen ser rocas compactas con textura porfírica; los fenocristales son de feldespato, plagioclasa, principalmente labradorita. También posee abundantes mafitos y opacos distribuidos uniformemente en forma de motas. Microscópicamente se observa una textura porfírica con fenocristales de labradorita en general muy fracturados, corroídos y con maclas polisintéticas. Los fenocristales inmersos en una pasta pilotáxica son de augita e hipersteno de tamaño pequeño y la olivina se encuentra comúnmente alterada a iddingsita.

Las rocas andesíticas son compactas con aspecto porfírico, en general presentan abundantes fenocristales de feldespatos de plagioclasa de color blanco lechoso y mafitos gris verdoso oscuros en una pasta afanítica pardo rojiza mediana. Al microscopio son rocas porfíricas con fenocristales de andesina fracturados y parcialmente corroídos por

la pasta. Escasos cristales presentan zonación normal. Los fenocristales de augita diopsídica y de hipersteno suelen estar asociados a grandes cristales de opacos. Todo en una pasta hialopilítica, con marcados rasgos de fluidalidad y abundante mena de hierro. Ciertas secciones suelen mostrar ciertos rasgos tobáceos.

Las lentes de tobas estratificadas no superan los 3 m y son en su mayoría de composición andesítica; los flujos de coladas en algunos casos gradan a ignimbritas soldadas que presentan rasgos pumíceos de igual composición, presentando hacia la superficie vesículas poco deformadas. Éstas son ignimbritas poco soldadas, de composición levemente más ácida (andesítico-traquítica).

Ambiente

El ambiente netamente volcánico de esta unidad está representado por un campo de numerosos conos de características monogénicas. Si bien no se conoce con precisión la relación tectónica ni los procesos magmáticos que iniciaron este volcanismo. Con posterioridad al Paleógeno, posiblemente durante el Mioceno, la región fue afectada por procesos de deformación (Ramos y Folguera, 1999). El elevado flujo térmico desarrollado durante el Plioceno e interrumpido con posterioridad al colapso caldérico desarrollado en Caviahue (Formación Hualcupén), podría haber migrado hacia el noreste, iniciando un ciclo eruptivo que diera origen a un campo volcánico (Formación Mandolegüe). Esta hipótesis estaría sustentada en la migración de un campo de esfuerzos en un área con mecanismos extensionales oblicuos (transtensión), hacia el NE.

El proceso que genera un enfriamiento en reservorios magmáticos continuos, como los desarrollados a lo largo del área de Caviahue, y al noreste hacia la cordillera de Mandolegüe, genera una hipótesis vinculada a procesos de subsidencia térmica. Asimismo, pequeñas efusiones más modernas tuvieron lugar en períodos previos a la intensa glaciación que tuvo lugar dentro de la caldera, la que enmascara los centros de emisión y la morfología volcánica previa.

Relaciones estratigráficas

La Formación Mandolegüe intruye y cubre bancos y niveles estratificados del Grupo Molle, y volcanoclásticos y sedimentarios de la Formación Lileo. Si bien no se pudieron establecer con precisión las

relaciones estratigráficas con la Formación Hualcupén, se considera a esta unidad vinculada a un desarrollo volcánico posterior al colapso caldérico de Caviahue.

Edad y correlaciones

No se conoce con certeza la edad de estos afloramientos, si bien las relaciones estratigráficas con unidades volcánicas vinculadas con la caldera de Caviahue permiten estimar una edad postcaldera, con edad mínima de 2 Ma, es decir, Pleistoceno inferior. Se correlaciona con la Formación Hualcupén (intracaldera). De las relaciones litoestratigráficas se han encontrado ciertos rasgos de deformación de posible edad plio-pleistocena. También esta unidad presenta en su superficie estructuras erosivas y depósitos morénicos de probable origen glaciario.

2.3.5. CUATERNARIO

2.3.5.1. Pleistoceno

Colada Basalto El Catreo *nom. nov.* (35)

Basaltos, andesitas

Antecedentes

Zöllner y Amos (1973) describieron basaltos situados al oeste del arroyo El Cholar y sobre el río Neuquén, y citan el trabajo de Groeber (1946) refiriendo estas coladas al Basalto IV ó al Basalto V. En este trabajo emplea la denominación de Colada Basalto El Catreo como una unidad independiente, ya que sus afloramientos se encuentran aislados de otros centros volcánicos y no es precisa su geocronología.

Distribución areal

Se sitúa al oeste del arroyo El Cholar y también presenta afloramientos remanentes entrecortados a lo largo del río Neuquén, desde su inflexión al sur de la cordillera del Viento hasta el arroyo Trebolar.

Litología

Constituye al menos un centro eruptivo con forma de domo cuya composición es basáltica, presentando lentes de tobas basáltico-andesíticas intercaladas entre las coladas que configuran un relieve mesetiforme. Su coloración es castaño grisácea, con abundantes fenocristales de plagioclasa observadas a simple vista. La superficie de las coladas es

escoriácea y abundan los bloques fragmentados en los extremos distales.

Ambiente

El centro de emisión de estas coladas se ubica al sur del cerro Pini Mahuida. Se observa que las coladas fueron derivadas hacia el este en el actual cauce del río Neuquén, dando lugar a terrazas estructurales labradas en sectores de meandros de alto régimen de flujo.

Relaciones estratigráficas

Se apoya discordantemente sobre capas tithonianas y kimberidgianas de las Formaciones Tordillo y Vaca Muerta, subyaciendo en un sector a los Depósitos glacifluviales antiguos.

Edad y correlaciones

Se la correlaciona con el Basalto IV ó Basalto V (Groeber, 1929), correspondiente al Puentelicense (Groeber, 1946), habitualmente atribuido al Pleistoceno.

Formación Guañaco (36)

Basaltos olivínicos

Antecedentes

Rovere (1993a; 1993b), a través de dataciones radimétricas sobre basaltos y andesitas, diferenció estos centros volcánicos de unidades más antiguas como la Formación Cerro Centinela, proponiendo agruparlos posteriormente bajo la denominación de Formación Guañaco[s] (Rovere, 1998). Los mismos habían sido previamente identificados informalmente por Zanettini *et al.* (1987) como unidades volcánicas pleistocenas en la región de Los Miches.

Distribución areal

El edificio del volcán Guañaco se localiza al sur del puesto de Hernández, y sus coladas asoman entre los valles de los ríos Lileo y Guañaco, al sur de Los Miches, extendiéndose en forma semiradial hacia el río Nahueve. Asimismo conos volcánicos y piroclásticos al noreste del río Nahueve, en el paraje denominado Agua de los Sapos al sur de Tierras Blancas, fueron asignados a esta unidad (Fotos 19 y 20).

Litología

El volcán Guañaco es un centro poligénico cuyo edificio fue constituido por sucesivas coladas de composición basáltica, presentando en su superficie coladas lobuladas con superficies escoriáceas y márgenes distales con disyunción columnar.

Las rocas del volcán Guañaco son de color gris a pardo oscuro; las coladas son lobuladas y se pueden observar al menos tres pulsos discontinuos de enfriamiento. El cráter principal es una pequeña caldera con un diámetro aproximado de 180 m y posee dos cráteres y un domo. Presenta una pared oriental compuesta por brechas basálticas en bloques fragmentados que se alzan unos 10 m de la base del cráter del sur. Estos cráteres, actualmente secos, en años anteriores presentaban dos lagunas alimentadas por precipitaciones. Hacia el norte, numerosos conos de menores dimensiones de composición basáltica son correlacionables con esta unidad y se caracterizan por sus cuellos remanentes de colores rojizo intenso producto de la meteorización de rocas con abundante material férrico.

En muestra de mano se observan rocas de textura porfírica de color pardo grisáceo oscuro, con fenocristales de feldespato. Microscópicamente presenta fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino como fenocristales. La textura es intergranular y se observan microcristales de plagioclasa, apatita y opacos cúbicos en la pasta.

La mayor parte de las muestras del volcán Guañaco presentan fenocristales de olivino (fayalita>forsterita) con distinto grado de alteración, predominando el piroxeno de tipo hipersteno y en algunos ejemplares se observa en menor proporción cristales de augita. En la mayoría de las muestras observadas, la textura es intergranular. Rovere (1998), mediante análisis geoquímicos, observó que constituyen basaltos y andesitas basálticas (SiO_2 49.6% a 53.36%) con contenidos de K_2O medio a bajo (Gill, 1981). Las rocas del volcán Guañaco y de

los conos menores guardan caracteres calcoalcalinos y se caracterizan por valores altos de alúmina (>17%). Análisis de microsonda sobre olivinas de la localidad de Tierras Blancas muestran valores de 0.83 (forsterita), lo cual indicaría un origen de cámara magmática situado en la corteza inferior, manto superior, con escasa o nula contaminación cortical. Análisis químicos de óxidos sobre roca total se resumen en el cuadro 4.

Ambiente

Los conos volcánicos y piroclásticos son de tipo monogénico o poligénico, con escaso desarrollo como puede apreciarse en el volcán Guañaco. El material predominantemente basáltico permite inferir de este volcanismo un bajo índice de explosividad (hawaiano o stromboliano) y la morfología superficial de los lóbulos de las coladas suponen flujos de baja viscosidad, adquiriendo más densidad por enfriamiento en las zonas distales, según las estructuras de enfriamiento tipo aa y los bloques aislados fragmentados. Las coladas del volcán Guañaco se depositaron con leve explosividad en forma semicircular a partir de una estructura de rumbo aproximado N-S y en su conjunto indican un desnivel pronunciado situado al este hacia el valle del río Neuquén.

Relaciones estratigráficas

Se apoya discordantemente sobre mesetas volcánicas andesíticas de la Formación Cerro Centinela. Los depósitos de conos monogénicos ubicados al este del río Nahueve se apoyan discordantemente sobre rocas volcánicas del Grupo Molle, formando remanentes mesetas volcánicas erosionadas por acción fluvial.

Edad y correlaciones

Dataciones K-Ar de 5 muestras analizadas (Rovere, 1993a; 1993b; 1998) de lavas y pared del

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
5.2	50.53	1.18	18.19	9.40	0.14	7.04	9.29	3.39	0.65	100
M4	49.6	1.16	16.86	10.29	0.14	7.79	9.08	3.32	0.71	100
M8	52.38	1.00	18.75	8.35	0.14	5.64	10.59	2.95	0.74	100
LOCN	53.36	1.00	18.29	8.38	0.14	5.61	10.19	3.08	0.93	100
LCA	49.64	1.08	18.72	8.64	0.14	4.91	10.10	2.83	0.65	100
LCD	51.43	0.97	18.16	8.33	0.16	4.36	9.94	3.04	0.89	100
LCB	52.57	1.00	17.37	8.60	0.15	6.93	9.18	2.90	0.81	100

Cuadro 4. Análisis químico de óxidos sobre roca total de lavas de la Formación Guañaco



Foto 19: La Formación Guañaco mostrando lóbulos distales de una oleada volcánica con bloques de material tobáceo inmersos en una pasta arcillosa de origen volcánico, sobre la quebrada del río Lileo en la bajada de acceso a Los Miches.



Foto 20: Conos volcánicos (al fondo en la foto) y sus coladas basálticas y andesíticas de la Formación Guañaco que fluyen hacia el primer plano, cubriendo a coladas y diques de composición andesítica y basáltica del Grupo Molle. Comarca del río Neuquén al norte de Huínganco.

	Roca	K(%)	Peso	^{36}Ar	^{40}Ar r.tot.	Edad Ma	Error \pm Ma
LCA	Bas.Ol.	0.54	0.17	469.54	1.49	1.4	0.1
LCB	Bas.Ol.	0.67	0.13	11.72	0.30	1.2	0.1
LCC	Bas.Ol.	0.61	0.20	722.67	0.33	1.4	0.2
LCD	Bas.Ol.	0.74	0.19	148.50	0.39	1.3	0.1
LoCN	Bas.Ol.	0.77	0.14	65.89	0.36	1.3	0.1
5.2	Bas.	0.58	0.45	15.03	0.20	0.9	0.1

Cuadro 5. Edades K/Ar sobre roca total obtenidas de lavas de la Formación Guañaco

cráter del volcán Guañaco arrojan edades desde $1,1 \pm 0,1$ a $1.4 \pm 0,1$ Ma. Una muestra extraída de un centro volcánico ubicado al sur de Tierras Blancas arrojó la edad más joven de la comarca, con un valor de $0,9 \pm 0,1$ Ma (Rovere, 1993a, 1993b). Por ello, puede inferirse que esta unidad volcánica se desarrolla durante el Pleistoceno medio a superior. Dataciones realizadas sobre roca total se resumen en el cuadro 5.

Depósitos glacifluviales antiguos (37)

Conglomerados, bloques, drift estratificado

Zöllner y Amos (1973) definen estos depósitos glaciarios que se distribuyen a lo largo del faldeo occidental de la cordillera del Viento, al norte de Chacay Melehue, en el río Curileuvú y en el área de La Primavera.

Estos depósitos constituyen planicies con bloques morénicos de material muy grueso hasta fino, poco seleccionado. En la pampa alta de la cordillera del Viento, a una altura de 2.700-2.800 m, se observan rocas formando una cubierta de hasta 20-30 m de escombros, que derivan de las rocas subyacentes y están aplanados por soliflucción. Las cimas se destacan de esta altiplanicie como *nunataks* encima de un hielo continental.

Cubren discordantemente granitos y granodioritas pertenecientes al Granito Huingancó, conformando la Pampa de Malal Caballo; también cubren andesitas del Grupo Molle y porfiritas del Grupo Choiyoi al pie del cerro Guanaco. Entre los ríos Lileo y Guañaco, cubren depósitos sedimentarios continentales de la Formación Lileo y andesitas de la Formación Cerro Centinela. Su edad corresponde al Pleistoceno.

Formación Cerro Trolón *nom. nov.* (38)

Riolitas, ignimbritas, basandesitas

Antecedentes

Pesce (1989) realizó estudios en la región de Copahue y detalladas descripciones litológicas de los cerros Bayo y Trolón. Recientemente, se realizaron

nuevas dataciones (Linares *et al.*, 2001) sobre rocas correspondientes a esta unidad en el cerro Bayo. Se propone la denominación de Formación Cerro Trolón con el fin de definir sus rasgos cronoestratigráficos, litológicos y distribución acorde a las normas del Código Argentino de Estratigrafía (1993).

Distribución areal

Esta unidad se encuentra distribuida principalmente en el cerro Bayo y el cerro Trolón.

Litología

Está constituida por domos y coladas de coloración pardo grisáceo claro de composición predominantemente riolítica, variando levemente a términos dacíticos. En rocas ubicadas en la región del cerro Bayo se han observado riolitas y dacitas de grano fino. También presenta pequeños afloramientos con lavas y derrames lávicos castaño oscuros de composición andesítica y basáltica, los cuales se atribuyen con reserva a esta unidad. Según Pesce (1989), en esta región existe una variada litología tal como riolitas, basandesitas, ignimbritas, andesitas potásicas y rocas liparíticas, predominando los términos ácidos.

Ambiente

El ambiente volcánico es considerado de explosividad moderada a alta, con posible desarrollo de flujos piroclásticos ignimbríticos e intrusivos dómicos ácidos.

Relaciones estratigráficas

En sus relaciones estratigráficas se considera que el volcanismo intruyó depósitos volcánicos de la Formación Hualcupén en los cerros Trollope Grande, Trolón, Trolón Chico y cerro Bayo y en depósitos volcanoclásticos y andesitas del Grupo Molle en las proximidades del paraje Ñireco.

Edad y correlaciones

De análisis radimétricos realizados por Linares *et al.* (1999), se obtuvo una edad en el cerro Trolón de $0,66 \pm 0,07$ Ma y en el cerro Bayo de $0,62 \pm 0,06$ Ma, por lo cual la Formación Cerro Trolón puede atribuirse al Pleistoceno.

Colada Basalto Pino Andino *nov. nom.* (39)

Basaltos olivínicos

Antecedentes

Durante trabajos de desarrollo regional realizados recientemente, Delpino y Deza (1995) integran como Basaltos y Basandesitas del Tromenlitense (Holoceno) a los escoriales que cubren parte del paleocauce del río Agrio en el tramo N-S, en tanto que Méndez *et al.* (1995) han denominado estos depósitos como “Volcanitas Postglaciales” pertenecientes al Complejo Efusivo Diaguítico.

Distribución areal

Se distribuye desde el codo del río Agrio, extendiéndose sobre un antiguo cono aluvial sobre el área de influencia del *outwash* glaciario al sur de la pampa de Ñorquín extendiéndose al sur de la estancia Pino Andino en la confluencia de los ríos Hualcupén y Agrio.

Litología

Se presenta como lava en bloques, *clinkers* en lava tipo aa, lava acrecionada y flujos de lava en bloque; también suelen hallarse hornitos, pequeños tubos de lava, etc. La litología de estos escoriales es predominantemente basáltica y en forma subordinada basandesítica; las brechas poseen clastos andesíticos y basálticos, en los bloques se observa una textura porfírica con grandes fenocristales de plagioclasa y vesículas rellenas de vidrio oscuro. Se observa con dificultad una disposición sucesiva de coladas.

Ambiente

El ambiente volcánico refleja erupciones de tipo basálticas fluidas a levemente viscosas en superficie por enfriamiento, constituye erupciones de bajo índice de efusividad. Posiblemente se depositaron en un paleocauce del actual río Agrio, modificando su curso.

Relaciones estratigráficas

En el sector sudoriental de la Hoja en el río Agrio esta unidad cubre al Grupo Molle en discordancia inferida, tanto como a la Formación Hualcupén, desarrollándose elongadamente hacia el sur en la cuenca del río Agrio.

Edad y correlaciones

Se estima que la edad de esta unidad corresponde al Pleistoceno.

Niveles de agradación antiguos (40)

Conglomerados, areniscas

Están compuestos por ortoconglomerados polimícticos integrados por clastos subredondeados bien pulidos de rocas graníticas, volcánicas, porfíricas, con cuarzo y rocas sedimentarias mesozoicas. Los clastos alcanzan en algunos casos hasta 5 cm de diámetro. Es frecuente la presencia de lentes intercaladas de areniscas amarillentas de granulometría gruesa. Los clastos están generalmente cementados por carbonato de calcio pulverulento y blanquecino conocido como caliche que en algunos casos puede constituir el 40% de la roca. Corresponden al Pleistoceno.

Depósitos morénicos (41)

Bloques, gravas, arenas

Se destacan principalmente los característicos terraplenes de las morenas marginales (laterales y terminales), y en algunos sectores morenas de fondo con su distintivo relieve irregular. La composición del material, principalmente bloques, gravas, arena y *drift* en general son volcánicas y en forma subordinada rocas intrusivas y sedimentarias. Muchos de estos depósitos de *till* (morenas terminales), actúan como diques naturales, generando cuerpos de aguas, como las lagunas La Tregua y Laguna Negra, al norte del río Picunleo.

En el valle de Trolope pueden diferenciarse morenas laterales, estrías longitudinales y valles en forma de “U”. El perfil longitudinal del valle se halla ocupado por lagos de origen glacial tales como: Cavihue, Agrio, Trolope, Achacosa y Rincón, entre otros. Se distribuye arealmente en casi todos los valles a ambos lados del límite argentino-chileno hasta aproximadamente los $70^{\circ} 45' O$ (Foto 21).

De dataciones C 14 realizadas sobre material carbonoso en morenas alojadas en proximidades del río Agrio y la ruta a El Huecú, se obtuvieron edades de 30.000 años, es decir que corresponden al Pleistoceno tardío (L. Fauque, comunicación verbal).

Depósitos glaciafluviales y glacialacustres (42)

Bloques, gravas, arenas

Flint y Fidalgo (1963, 1969) postularon que este sector cordillerano estuvo sometido durante el Pleistoceno a extensos englazamientos de tipo de manto de hielo de alta montaña. Estos mantos se redujeron posteriormente a glaciares de valle o de tipo alpino, que desarrollaron amplios valles en forma de "U". En la actualidad en las altas cumbres de la región de Copahue se observan pequeñas masas de hielo de englazamiento. Comprenden principalmente tilloides, depósitos de bloques, gravas, arena, *drift* glacialacustres y glaciafluviales, y bloques erráticos en cumbres altas. Los tilloides están formados por clastos de formas redondeadas a angulosas y de tamaño variable entre pocos mm y 3 m de diámetro. Algunos clastos exhiben cantos facetados y truncados, y superficies estriadas. Estos últimos incluyen fragmentos de granitoides y rocas volcánicas de diferente textura y composición. La matriz puede contener arenas con guijarros, limos y arcillas. La morfología glaciaria es predominante en el paisaje a lo largo del área cordillerana occidental, limítrofe con Chile, y en menor proporción en el sector nororiental de la Hoja, en la cordillera del Viento.

Se destacan principalmente los característicos terraplenes de las morenas marginales (laterales y terminales), y en algunos sectores morenas de fondo con sus características de relieve irregular. Muchos de estos depósitos de *till* (morenas terminales), que actúan como diques naturales, generando cuerpos de aguas, como las lagunas La Tregua y Negra.

Hacia el este, fuera de los arcos morénicos, se han desarrollado planicies glaciafluviales, que representan depósitos distales generados por la actividad glaciaria. Sobre el río Buraleo el relieve de una planicie glaciafluvial resalta entre la planicie lávica, ubicada en el límite norte de la Hoja. Los Depósitos glaciafluviales y glacialacustres se atribuyen al Pleistoceno tardío y se distribuyen arealmente en gran parte de los valles al oeste de los 70°45' (Foto 21).

2.3.5.2. Holoceno

Depósitos de terrazas del río Neuquén (43)

Conglomerados, gravas, arenas, limos

Esta unidad esta compuesta por sedimentos tamaño grava, arena y limo y escasos conglomerados. Actualmente es un curso desproporcionado con respecto al tamaño del valle que ocupa. En algunos sectores se estrecha por un alto control litológico, principalmente al norte de los cerros Pini Mahuida y Bola Mahuida, en tanto que el mayor desarrollo de terrazas se observa en ambas márgenes del curso E-O próximo al cerro Caicayén, al oeste de Chos Malal. Se atribuyen al Holoceno.

Depósitos de terrazas de los ríos Agrio y Hualcupén (44)

Conglomerados, gravas, arenas, limos

Se han observado sobre el río Agrio, 2 niveles de terrazas los cuales tienen su mejor expresión en su margen izquierda. Los depósitos están constituidos por conglomerados, gravas, arena y limo. Otros depósitos de terraza se encuentran aguas abajo en el tramo sur hacia Loncopué. Próxima a la desembocadura del río Hualcupén en el río Agrio, una prominente terraza se desarrolló en la margen izquierda, la cual está conformada principalmente por conglomerados poco consolidados y gravas de composición volcánica y piroclástica mesosilícica y ácida. Se atribuyen al Holoceno.

Depósitos de terrazas del río Nahueve (45)

Conglomerados, gravas, arena, limos

Esta unidad está compuesta por conglomerados, gravas, arena y limo de litología principalmente volcánica y en menor proporción sedimentaria, plutónica y metamórfica. El río Nahueve posee varios niveles de terrazas. En algunos sectores se estrecha por un alto control litológico, principalmente al sur del codo de Las Ovejas.

Excepto las dos terrazas superiores, las terrazas inferiores son netamente estructurales controladas por dos niveles de coladas provenientes del centro efusivo Centinela. Otros depósitos de terraza de menor superficie se encuentran a lo largo del curso hasta su desembocadura en el río Neuquén. Se atribuyen al Holoceno.



Foto 21: Laguna Hualcupén, vista hacia el oeste. Depósitos glacifluviales, morenas de fondo y cierre de circo. Obsérvese el sector de altas cumbres (zona limítrofe) con efusiones pleistocenas del volcán Copahue y unidades volcánicas pliocenas (Formación Hualcupén). Ubicación: S 37° 57' - O 71° 02'.

Depósitos de remoción en masa (46)

Bloques, gravas, arenas

Están integrados por bloques de basaltos de tamaño irregular, producto de la destrucción mecánica causada por el progresivo deslizamiento rotacional de los bordes de las bardas de basalto, debido a la acción gravitatoria. Estos bloques de basalto alcanzan tamaños desde 0,50 m a 1,50 m de lado, aunque discontinuamente hay algunos más voluminosos.

Los deslizamientos son comunes en los bordes de planicies o mantos lávicos que están constituidos por intercalaciones de coladas basálticas y andesíticas, aglomerados, brechas y tobas. Las avalanchas de roca están presentes en toda la región cordillerana. Sobre el río Reñileuvú, un depósito que cubre un área de 8,3 km², tiene forma elongada, con una longitud máxima de 6,75 km, y un ancho aproximado de 2,5 km. Esta avalancha tiene la configuración superficial clásica de *hummocky topography*, e incluye megabloques de hasta 25 m de diámetro.

A lo largo de las márgenes del río Trocomán, sobre los bordes de los basaltos en el pie de monte, se observan deslizamientos y derrumbes. En un área cercana a la villa de Vilu Mallín se observan gran-

des volúmenes de roca movilizados por este tipo de fenómeno. Se atribuyen al Holoceno.

Depósitos que cubren superficies pedimentadas (47)

Grava, arenas

Los niveles de pedimentación presentan una cubierta detrítica de carácter psefítico-psamítico suelta o escasamente consolidada, constituyendo afloramientos esencialmente muy suavemente inclinados y de variable desarrollo areal.

Son depósitos de poco espesor que no superan el metro. Están compuestos por gran cantidad de rodados subredondeados de uno a seis cm, de variada naturaleza (volcanitas, piroclastitas, sedimentitas), con material intersticial limo arenoso. Estos niveles se observan a lo largo del margen izquierdo del río Agrío en el extremo sudoriental de la Hoja. Se atribuyen al Holoceno.

Depósitos de cenizas (48)

Lapilli, cenizas

Los depósitos de ceniza ubicados en las cercanías de los pasos Pichachén y Copulhue son de co-

loración gris oscura y se presentan como un material friable formando hoyos de acumulación nival que frecuentemente se encuentran congelados a escasos centímetros de la superficie, presentando un espesor variable que alcanza los 135 metros. La composición de las cenizas y lapillis varía desde basaltos con altos porcentajes de olivinas y piroxenos en los niveles superiores a material vítreo riódacítico con alto porcentaje de sílice y plagioclasa ácida. El tamaño predominante oscila entre 0,50 y 18 mm. Con hábito esferoidal, el contacto entre trizas es débil originando la desintegración principalmente en las acumulaciones inferiores.

El material piroclástico posee colores vinculados a la combinación de los componentes mineralógicos y vítreos, estos son: gris castaño claro, gris verdoso oscuro y castaño rojizo pálido. Los colores claros corresponden a efusiones ácidas a mesosilícicas con componentes riolíticos a dacíticos, los individuos de lapillis se encuentran redondeados y sus vesículas parcialmente rellenas con material arcilloso. Los verdosos corresponden a material andesítico y basáltico, con vidrio oscuro y fenocristales de plagioclasa, su escasa alteración permite observar la morfología y textura escoriácea, con cavidades no rellenas por material de alteración. Los rojizos corresponden a un material andesítico ferroso con vidrio rojizo y no presenta mayor grado de alteración secundaria. Se asignan al Holoceno.

Formación Las Termas *nom. nov.* (49)

Andesitas, basaltos, piroclastitas, cenizas

Antecedentes

La Formación Las Termas ha sido definido para individualizar el material volcánico emitido por el volcán Copahue desde el Holoceno inferior hasta la actualidad. La historia geológica del edificio volcánico comenzó en el Plioceno con la Formación Las Mellizas, continuando durante el Pleistoceno hasta el Holoceno inferior con el desarrollo del edificio con la Formación Copahue y en su etapa póstuma, durante el Holoceno, la Formación Las Termas.

Delpino y Bermúdez (1993) realizaron estudios sobre el volcanismo activo y la evaluación de los riesgos luego de la crisis del año 1995. Estudios estructurales regionales fueron realizados por Cembrano *et al.* (1996), Ramos (1978, 1998) y Folguera (1995). Los estudios glaciológicos de la región fueron extensamente detallados en el infor-

me realizado por Groeber (1921). Otros trabajos citados por Casertano (1964), González Ferrán y Vergara (1962), Dellapé y Pando (1978), Pesce (1989), Niemeyer y Muñoz (1983) y Stern (1989) y expresan el variado interés geológico de la región. Fauqué INGEIS, 1994 realizó dataciones radiométricas C 14 en morrenas y se determinaron edades K-Ar en la zona del volcán Copahue. El desarrollo y la planificación del proyecto geotermal fueron realizados por JICA (1992).

Estudios recientes sobre volcanismo Pliocuaternario y evolución volcánica fueron dados a conocer por Niemeyer y Muñoz (1983), Rovere y Caselli (1992), Rovere (1998), Rovere *et al.* (2000), Polanco *et al.* (2000), Moreno *et al.* (2000) y Newhall y Dzurisin (1988), Estos últimos autores incluyen a la caldera de Cavihue dentro de las grandes calderas del mundo. Rovere y Risso (2001) evaluaron el riesgo civil y el manejo de la crisis durante la erupción de julio del 2000 y se realizó un proyecto para la creación de un área modelo de Riesgo Volcánico para la Estación Volcánica Copahue.

Distribución areal

La sección inferior de esta unidad se desarrolla en la parte cuspidal del edificio del volcán (Foto 22). Sus afloramientos se encuentran cubiertos por nieve y material piroclástico de emisiones recientes. Se observaron coladas postglaciales de origen presumiblemente fisural sobre el arroyo Trapa Trapa en Chanco-co y coladas menores que migraron hacia las lagunas Las Mellizas. En Chile las coladas mejor expuestas se encuentran próximas al río Lomín y al arroyo Travunco. Los depósitos de cenizas actuales (año 2000) alcanzaron la localidad de Loncopué en donde se observaron pequeñas lentes de acumulación eólica y se distribuyeron radialmente a más de 40 km de distancia. Estos depósitos no superan los 5 cm de espesor y su distribución es errática.

Litología

Está compuesta por basaltos, andesitas, flujos piroclásticos, brechas andesíticas y basálticas y cenizas. Las coladas son de color castaño gris claro a oscuro, estructura fluidal y vesicular. Son principalmente andesitas y basaltos y en sus términos distales presentan estructuras brechosas y escoriáceas (Foto 23). Es común la presencia de ejemplares con textura porfirica y abundante plagioclasa andesina, tam-



Foto 22: Volcán Copahue. Formación Copahue y Formación Las Termas . Obsérvese las nacientes del río Agrio en la escotadura en V del cráter del volcán y el borde septentrional de la caldera de Caviahue . A la derecha de la foto se aprecian andesitas de la Formación Hualcupén. Ubicación: S 37° 51' – O 71° 10'.



Foto 23: Cono piroclástico andesítico de la Formación Las Termas con alto contenido en óxidos de hierro y minerales oxidados de origen hidroclástico, abundantes en palagonita. Cerrito Morado, en la comarca de la estancia 3 de Fierro.

bién los cristales de hipersteno y augita. En escasos ejemplares se observo olivina como fenocristales. Las andesitas presentan abundante augita y plagioclasa en mátrix traquítica y criptofelsítica.

Microscópicamente pueden observarse fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno y olivina subhedral, anhedral o equidimensionales, rodeados por una pasta vítrea. Existen fragmentos accidentales de composición andesítica en la pasta. Entre los eyectos del volcán activo de Copahue, escasas bombas volcánicas son de composición andesítica de color oscuro, forma ahusada y estructura vesicular con oquedades de hasta 2 cm de diámetro. Presentan textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa de hasta 2 mm, tabulares y zonados, con abundante olivina y piroxenos. El mineral accesorio es apatita. La pasta posee textura vitrofírica, con pasajes gradacionales a microlítica fluidal con abundante vidrio color café intersticial. Localmente presenta mineralización sulfurosa ocasionada por alteración hidrotermal. Los depósitos laháricos recientes están formados por fragmentos volcánicos inconsolidados. Las acumulaciones de piroclastos son de tamaño lapilli, ceniza y polvo (entre 32 mm y 0,062 mm) de composición andesítica, líticos y minerales de composición sulfurosa de colores pardo y gris claros.

Ambiente

Según los registros históricos, la intensidad de la explosividad del volcán Copahue se interpreta como stromboliana de baja a mediana intensidad. Es posible que durante el Holoceno, los índices de explosividad volcánica (VEI) fueran más elevados (vulcaniano) que los de los últimos siglos debido a las características de los flujos y las coladas de composición más ácida. Asimismo, el ambiente volcánico general del volcán Copahue es hidrovulcánico cíclico.

Relaciones estratigráficas

La Formación Las Termas cubre coladas y flujos piroclásticos de la Formación Copahue, la Formación Las Mellizas y en el sector sur los niveles superiores de la Formación Hualcupén.

Edad y correlaciones

Por las relaciones estratigráficas y datos de registros históricos, la edad de la Formación Las

Termas corresponde al Holoceno. Se correlaciona con todas las unidades volcánicas del frente volcánico de los Andes Patagónicos holocenos y recientes.

Depósitos aluvio - coluviales (50)

Gravas, arenas, limos, arcillas

Estos depósitos constituidos por gravas, arenas, limos y arcillas, aunque dominando generalmente la granulometría más fina, se encuentran ampliamente distribuidos en la Hoja, ya sea convergiendo hacia las zonas más bajas aunque sin alcanzar a formar cauces definidos, rellenando áreas deprimidas, o desarrollándose al pie de laderas, según el diseño de drenajes preestablecidos. Depósitos de esta categoría se encuentran plegados en un ángulo de 80° en la margen sur del curso inferior del río Reñileuvú, como se puede apreciar en la Foto 24. Este es un ejemplo que demuestra que la actividad sísmica y neotectónica en la región posee una importancia significativa. Estos depósitos han sido dispersados tanto por cursos de agua permanente o semipermanente (aluvios) o por acción de la gravedad (coluvios), mostrando granulometría decreciente a medida que la distancia desde el área de aporte aumenta. En las partes de la Hoja en la que no se desarrollan cauces profundos o definidos, la tarea de cartografiar separadamente los depósitos aluviales y coluviales de los aluvios actuales se ve dificultada. Corresponden al Holoceno.

Depósitos de bajos, mallines y lagunas (51)

Arena fina, limos

Se encuentran en la zona gran cantidad de bajos y lagunas de régimen temporario o permanente, constituyendo los llamados guadales o barreales. En estas depresiones se depositan sedimentos finos a muy finos (limos, limos arcillosos y arcillas) de colores castaños y grises. Se atribuyen al Holoceno.

Depósitos aluviales (52)

Gravas, arenas, limos, arcillas

Son depósitos inconsolidados de color gris claro a castaño, cuyo tamaño de grano corresponde a arena mediana a fina, mezclada con variables proporciones de limos y arcillas junto con rodados dispersos, angulosos a subredondeados. Corresponden al Holoceno.



Foto 24: Conglomerados, areniscas y areniscas tobáceas de origen fluvial (Depósitos aluvio-coluviales) plegados, producto de un corrimiento Cuaternario. Margen sur del río Reñileuvú. Ubicación: S 37° 49' 04" – O 70° 20' 48".

3. ESTRUCTURA

3.1. MARCO REGIONAL DE LA CORDILLERA NEUQUINA, ENTRE LOS 37° Y 39° S

La cordillera neuquina se encuentra ubicada en la vertiente oriental de la provincia geológica Cordillera Principal entre los 37° S y 38° S y comprende tres unidades morfológicas bien diferenciadas. La Cordillera Principal corresponde a la línea de máximas cumbres y está representada en este sector por los volcanes cuaternarios correspondientes al frente volcánico actual, un basamento compuesto por el volcanismo y secuencias continentales paleógenas a neógenas, depresiones intermontanas pertenecientes a los bajos de Andacollo y de Loncopué y, finalmente, los cordones precordilleranos, correspondientes al sector interno de la Faja Plegada y Corrida del Agrio, entre los cuales la cordillera del Viento es el elemento orográfico más destacable.

El análisis estructural se ha dividido en dos formas: 1) A través de la enumeración de los períodos

geológicos, en la cual se detallan los principales acontecimientos que generaron la cadena andina y 2) mediante el análisis regional de las distintas unidades, lográndose de esta manera tener un panorama de la ubicación de las estructuras y de su trazado en superficie.

La cordillera del límite, ó Principal a estas latitudes, tiene su último pulso de levantamiento en el Mioceno superior, pero anteriormente posee una historia compleja de subsidencia y sedimentación que definirá la geometría particular del orógeno a estas latitudes.

El volcanismo neógeno ha enmascarado grandes extensiones, por lo cual la exposición de la estructura paleógena y mesozoica es fragmentaria. Por el contrario, es posible apreciar con claridad el estilo de la deformación cuaternaria gracias a los grandes volúmenes de materiales eruptados durante este período y la deformación particular del arco volcánico.

Desde el punto de vista estructural la cordillera Patagónica a estas latitudes se forma a partir de la inversión tectónica de dos *rifts* que se encuentran parcialmente superpuestos: El *rift* triásico superior a jurásico inferior correspondiente a la parte interna de la cuenca Neuquina, denominado sistema extensional de Tres Chorros por Vergani *et al.* (1995) y probablemente continuo con la cuenca jurásica de Lonquimay en Chile y por otro lado el *rift* oligoceno a mioceno inferior de la cuenca de Cura Mallín.

El arco volcánico jurásico se extendía paralelamente al borde de convergencia actual de la placa de Nazca alrededor de los 71° O, desarrollándose la cuenca mesozoica hacia el este. Mientras que el sistema extensional que afectó a la litosfera en el Paleógeno se hallaba circunscripto al arco y el antearco miocenos.

Las estructuras extensionales que posibilitaron la sedimentación en estos dos períodos fueron reactivadas con componentes inversas generando relieve y deformando la cobertura a través de fallas que emergen desde *detachments* en el basamento. Por esta razón, este sector occidental de la cordillera a los 38° S no es una faja plegada y corrida con vergencia hacia el este, sino que representa la inversión localizada de depocentros que imprimen vergencias opuestas en función de la inclinación de las fallas previas.

El *rift* paleógeno se superpone al mesozoico reutilizando viejas fallas jurásicas sobre la actual zona de la Cordillera Principal. Por lo cual la cordillera, en el sector occidental a los 38° S, se forma por in-

versión del *rift* paleógeno (Jordan *et al.*, en prensa), mientras que los cordones precordilleranos se originaron por la inversión de depocentros correspondientes al *rift* mesozoico (Ramos, 1998).

Resumidamente tres eventos principales generaron las principales fallas que afloran en superficie y posibilitaron la acumulación de los principales ciclos sedimentarios en este sector. 1) el *rifting* triásico superior a jurásico inferior, detrás de un arco volcánico cuyas raíces afloran en el sector de Lonquimay y Bío Bío en Chile (Suárez y De La Cruz, 1997), provocó el ingreso del mar en este sector generando una plataforma marina de retroarco, correspondiente a la cuenca neuquina, hasta el Cretácico inferior inclusive, acumulándose alrededor de 4.500 m de sedimentos. 2) el *rifting* oligoceno superior a mioceno inferior, que tuvo lugar entre los 26 a 22 Ma (Burns y Jordan, 1999), aloja los productos de un arco volcánico cuyas raíces están dispersas en las dos vertientes de la Cordillera Principal y que acumula alrededor de 3.000 a 4.000 m de sedimentos continentales volcanoclásticos, luego de un hiato de 10 a 15 Ma sin arco volcánico activo en la zona (Rovere, 1998). 3) los fenómenos transtensionales que afectan al arco volcánico Plioceno a Cuaternario, que generan múltiples cuencas y producen el derrumbamiento del orógeno del Mioceno superior a esta latitud. Los eventos de inversión tectónica y levantamiento orogénico del Jurásico superior y del Cretácico superior y del Mioceno superior no se contabilizaron en esta cronología ya que solamente generaron cuencas de antepaís fuera del ámbito de esta Hoja.

3.2. MARCO TECTÓNICO

El esquema tectónico actual corresponde al de un borde de convergencia activo donde se subducta corteza oceánica en un ángulo de convergencia de 78° con respecto al borde continental. El segmento de los Andes, que está comprendido entre los 46° S y 37° S, absorbe la componente paralela al borde de convergencia en la zona del arco volcánico desacoplado un bloque litosférico que se desplaza transformantemente hacia el norte produciendo sistemas transcurrentes en la zona del arco (Cembrano *et al.* 1996). Esta no parece ser la situación que caracterizó a todo el período andino en este segmento. Durante el Paleógeno existió un hiato volcánico de alrededor de 15 Ma (Rovere, 1998), que se correlaciona con un período de baja convergencia de la placa de Nazca (Pardo Casas y Molnar, 1987;

Somoza, 1998). Este acontecimiento correspondería a un momento en el cual el límite de la placa de Nazca y la Sudamericana fue transformante y luego el arco volcánico migró hacia la trinchera oceánica, disminuyendo el acoplamiento entre la placa de Farellones y la Sudamericana (Ramos *et al.*, 1998).

Estos dos períodos no correspondieron a momentos de orogénesis: tanto hoy como durante el Paleógeno fueron períodos de generación de cuencas por extensión en la zona del arco volcánico, sin compresión mayor en el antepaís.

Los períodos de construcción de relieve a partir de la inversión tectónica de depocentros extensionales corresponden al Jurásico superior (Calloviano y Oxfordiano-Kimmeridgiano) (Vergani *et al.*, 1995), al Cretácico superior (Ramos, 1978), posiblemente al Eoceno superior (Manceda y Figueroa, 1995) y al Mioceno superior (Niemeyer y Muñoz, 1983, Ramos *et al.*, 1999). Durante el Neógeno prácticamente no se construyó relieve (Jordan *et al.*, en prensa), por lo que el relieve orogénico es mesozoico a paleógeno, habiendo mediado extensión entre los mismos. Si bien se trataría de una cadena fósil, se registra actividad neotectónica por reactivación de fallas de basamento definiéndose un frente orogénico a la altura de Andacollo en el quiebre topográfico de la cordillera, el cual resulta más proximal que el frente orogénico mioceno que se encuentra a la altura de la sierra de Huantraico (Ramos y Barbieri, 1989). También se registra actividad neotectónica asociada a la actividad de cuencas transtensionales en la zona de arco volcánico.

3.3. ESTRUCTURA MESOZOICA

El sistema estructural de Tres Chorros (Vergani *et al.*, 1995) expone la deformación jurásica media a superior y/o cretácica superior. Según Ramos (1978, 1981), la deformación de la parte interna de la Faja Plegada y Corrida del Agrio se dió en el Cretácico a partir de la inversión tectónica de los grábenes preliásicos. La vergencia de esta estructura es variable debido al diseño del *rift* mesozoico, pero las fallas que muestran la inversión principal transportan la secuencia hacia el este transfiriendo el rechazo a la cobertura en la parte externa de la Faja Plegada y Corrida del Agrio, fuera de la Hoja.

El diseño de la parte interna de la Faja del Agrio es complejo y se evidencia a partir del mapeo de la cobertura mesozoica y su deformación. En la misma se detectan pliegues amplios con limbos rectos que siguen lineamientos kilométricos asociados a

escalones basamentales sobre los cuales el relleno sedimentario se acomodó transpresivamente durante la inversión. En la parte más occidental de la zona de afloramientos mesozoicos, limitada por el lineamiento de Loncopué, la estructura tiene localmente una vergencia occidental correspondiente a la inversión de una falla de importancia regional que inclina hacia el este y coincide con dicho lineamiento (Mingramm, 1948). Es posible detectar numerosas estructuras transversales producto de la inversión sobre rampas laterales que coinciden con zonas de transferencia del *rift* mesozoico (Ramos, 1998).

La edad de alzamiento de la cadena andina se define a partir del hallazgo de secuencias correspondientes a potenciales cuencas de antepaís, posiblemente vinculadas a niveles del Jurásico medio y al Grupo Neuquén fuera de la Hoja. A ello se le suma la falta de registro de ciertos segmentos de la secuencia en determinadas partes de la cuenca. Existe consenso acerca de la edad mesozoica del levantamiento de la parte interna de la cuenca. Sin embargo, inmediatamente hacia el este aparecen cuencas paleógenas menores sinorogénicas.

Existen elementos para considerar que la parte interna de la Faja Plegada y Corrida del Agrio se levantó precozmente mientras se desarrollaba la cuenca Neuquina. Dos elementos parecen apoyar esto. En primer lugar, el desarrollo de la sección inferior de la Formación Lotena en el Jurásico Medio. Estos niveles clásticos son de edad calloviana y no se depositan en ciertos sectores de la cuenca que se suponen elevados para ese momento (Dellapé *et al.*, 1979, Gulisano, 1981). Particularmente, el borde occidental de la Faja Plegada y Corrida del Agrio se supone ascendido para ese tiempo y constituye una probable área de proveniencia de los sedimentos de la citada unidad. En la cordillera del Viento los niveles superiores del Grupo Cuyo están ausentes (Gulisano, 1981). En segundo término, el adelgazamiento del Grupo Rayoso hacia el borde occidental de la Faja Plegada y Corrida del Agrio (Uliana *et al.*, 1975), marca la presencia de elementos ascendidos hasta finales del Cretácico inferior.

A partir de Eoceno se reactivan las fallas invertidas durante el Mesozoico de la parte interna de la Faja Plegada y Corrida del Agrio, avanzando la deformación hacia su parte externa.

3.4. ESTRUCTURA PALEÓGENA

El *rifting* paleógeno - más precisamente Oligoceno superior a Mioceno inferior - está ligado

al desarrollo del arco volcánico durante este período. Temporalmente parece representar un lapso de tiempo muy restringido. En el caso especial de la cuenca de Cura Mallín, la sedimentación se da en un lapso no mayor a los 5 Ma (Jordan *et al.*, en prensa). El *rifting* paleógeno se restringe a la zona del arco, superponiéndose con la parte interna de la cuenca Neuquina, probablemente en respuesta a la reactivación extensional de viejos depocentros mesozoicos (Burns y Jordan, 1999, Zapata *et al.*, 1999).

La deformación compresiva paleógena superior define dos frentes orogénicos bien discernibles. El más proximal corresponde a la inversión de las estructuras paleógenas extensivas más orientales y define el quiebre topográfico de la actual Cordillera Principal (Jordan *et al.*, en prensa), el más distal está fuera de la Hoja hacia el este y limita la denominada Faja Plegada del Agrio externa (Ramos y Barbieri, 1989). Entre los dos frentes se transporta pasivamente una faja plegada y corrida correspondiente a la parte interna de la Faja Plegada y Corrida del Agrio y generada en el Mesozoico con mínimas reactivaciones paleógenas (Ramos, 1998).

Con respecto a la geometría de las cuencas paleógenas, en las cercanías del valle Central en Chile Vergara *et al.* (1997) analiza a estas latitudes la estructura del *rifting* paleógeno y diferencia a través de métodos potenciales, una serie de grábenes noroeste que poseen relleno sedimentario en subsuelo. No existe certeza acerca de si la estructura extensional que afecta al arco paleógeno está generada por transtensión en respuesta a transcurrancia dentro del arco (Suárez y Emparan, 1995, 1997), según una situación equivalente a la actual, o si existe un campo de esfuerzos extensional primario.

3.5. ESTRUCTURA NEÓGENA

Desde el Plioceno inferior cesó la orogénesis que levanta la Cordillera Principal a estas latitudes y desde entonces se supone que el orógeno andino a los 38° mantiene las mismas características estructurales. La única fase de deformación que se le superpone está asociada con la actividad tectónica de la zona del arco volcánico y con reactivaciones menores de las fallas paleógenas en la zona de alzamiento del orógeno mioceno superior definiendo un frente orogénico plioceno superior a cuaternario. Esta situación está evidenciada por el plegamiento de coladas pliocenas en el frente emergente de la cordillera. Si bien no se conoce la edad de unos depósitos

conglomerádicos deformados que se encuentran por encima de las coladas pliocenas, se supone la continuidad de la actividad del frente en tiempos cuaternarios. El hallazgo de este frente de deformación neógeno asegura la persistencia de esfuerzos tangenciales para este período. Sin embargo al este del mismo, se desarrollan una serie de fosas profundas con topografía totalmente anómala para esta altura de la cadena andina, las fosas de Loncopué y de Andacollo. Estas depresiones son longitudinales y se habrían formado en respuesta a la verticalización de la zona de Benioff, con extensión en la zona de retroarco paralelamente al borde de convergencia (Ramos *et al.*, 1998). Esta situación necesita ser explicada a partir de extensión primaria a nivel litosférico por una disminución en el acoplamiento de la placa de Nazca en tiempos cuaternarios. Por lo tanto, sería esperable que el esfuerzo principal máximo para ese instante fuera vertical, lo cual se contrapone con la identificación de estructuras compresivas neógenas a cuaternarias en el frente orogénico a pocos kilómetros.

Ya que no existe certeza acerca de la edad exacta del volcanismo fisural cuaternario que rellena estos grábenes y tampoco se conoce la edad de los materiales clásticos deformados en el frente orogénico, se hace difícil precisar la cronología de la deformación y por lo tanto el estado de *stress* actual de este segmento de la cordillera. Lo que se puede inferir es que el Cuaternario parece ser un período en el que se sucederían períodos de extensión primaria mientras migra el arco volcánico hacia la trinchera (Ramos *et al.*, en prensa) y períodos en los que el acoplamiento aumenta y el frente orogénico se activa.

Quedaría por precisar la actividad tectónica que se registra en la zona del arco volcánico cuaternario. La misma se caracteriza por el desarrollo de cuencas romboédricas a cuadrangulares de unos 15 km de lado cuya génesis se asocia a movimientos de rumbo de la falla Liquiñe Ofqui (Cembrano *et al.*, 1996).

3.6. ZONA DEL ARCO VOLCÁNICO CUATERNARIO

La estructura que se observa en este sector de la cordillera es por un lado miocena superior y por el otro pliocena superior a cuaternaria. La estructura miocena está representada a la altura del arco volcánico por una serie de corrimientos en las sucesiones de Cura Mallín y Trapa Trapa con vergencia

hacia el oeste. Esta secuencia representa el basamento del volcanismo neógeno a cuaternario. Los corrimientos se pueden reconocer en el valle del río Damas y en el río Picunleo cerca del límite internacional y se extienden en superficie con longitudes que rondan entre los diez a quince kilómetros. Se reconocen lavas discordantes sobre la estructura compresiva, que fueron mapeadas como pliocenas correlativas a la Formación Cola de Zorro en Chile (Niemeyer y Muñoz, 1983).

Dada la naturaleza extensional de los depocentros que albergan a las sedimentitas de la Formación Cura Mallín (Vergara *et al.*, 1997), se interpreta a estos retrocorrimientos como producto de la inversión de un escalón de basamento quizás correspondientes al límite occidental de la fosa que se extiende hasta la altura de Andacollo.

Tanto el volcanismo plioceno como las lavas de los centros volcánicos cuaternarios en general se encuentran en la posición original de emplazamiento. Sin embargo, en una faja localizada en torno al actual arco volcánico cuaternario, las secuencias pliocenas se encuentran falladas y basculadas generando bloques de decenas de kilómetros de largo, con desplazamientos diferenciales y con rechazos directos de hasta cuatrocientos metros. En ciertos sectores es posible observar que las lavas cuaternarias se amoldan a esta topografía pliocena superior a cuaternaria inferior.

Entre estos bloques rotados y a veces transportados lateralmente se conforman una serie de cuencas cuadrangulares. Particularmente se destacan de norte a sur entre los 37° S y 38° S: la cuenca al norte del río Reñileuvú, la cuenca al norte del río Picunleo y la caldera del Agrio (González Ferrán y Vergara 1962).

La edad de formación de estas cuencas es paralelizada con la que dio origen a la denominada caldera del Agrio, la cual parece haber colapsado hace unos 2 Ma, con la emisión de flujos piroclásticos y la acumulación de depósitos de 1.6 Ma a más jóvenes (Linares *et al.*, 2001). Por lo tanto las estructuras transtensionales que hacen colapsar a la cordillera son de edad cuaternaria. La actividad de la cuenca del Agrio se mantiene hasta por lo menos tiempos postglaciaros por la edad de las lavas más jóvenes afectadas por fallamiento extensional. Se registra también deformación compresiva que afecta niveles de 2.5 Ma a más jóvenes, con desarrollo de pliegues y corrimientos, producidos por campos de esfuerzos generados en estas cuencas.

3.7. RETROARCO CUATERNARIO

Las estructuras de las fosas de Loncopué y de Andacollo, fueron interpretadas como fosas extensionales (Jordan *et al.*, en prensa; Ramos *et al.*, en prensa). El relleno de esta fosa sería paleógeno correlativo a las cuencas de Cura Mallín. Zapata *et al.* (1999) muestra que el límite oriental de la fosa de Loncopué es una falla directa que inclina hacia el oeste y que habría sido activa en tiempos paleógenos. Esta falla se habría reactivado en tiempos cuaternarios, basculando la secuencia pliocena hacia el este y generando una depresión parcialmente rellena con lavas cuaternarias.

El límite occidental de las depresiones está dado por una falla inversa producto de la inversión en el Mioceno superior de una falla extensional con inclinación al oeste (Jordan *et al.*, en prensa). La depresión cuaternaria que se superpone a la paleógena muestra, sin embargo, en el lado oeste de la fosa el basculamiento pasivo del basamento plioceno sin fallamiento perceptible en superficie, constituyendo un hemigraben.

A la altura de la población de Andacollo, el límite occidental de la fosa muestra ciertas particularidades: La zona que marca el quiebre topográfico del frente cordillerano, está caracterizada por una delgada faja de sedimentos eocenos, plegados y corridos con vergencia al este. En ciertos lugares es posible ver la relación de discordancia que existe entre estas capas y las lavas pliocenas, que alcanza los 80°. La deformación, antes mencionada, está datada en el Mioceno superior. Sin embargo, hacia el este es posible ver a las lavas del Plioceno localmente plegadas y con ellas el plano de la discordancia. Esta situación es reconocible en los valles de los ríos Reñileuvú y Lileo. Adicionalmente unos conglomerados aluviales que se apoyarían sobre los niveles pliocenos están también replegados. De esta forma, el límite oeste de la fosa de Andacollo está representado por una falla miocena superior que levanta la secuencia de Cura Mallín sobre el Eoceno, que ha sido reactivada en el Plioceno superior y posiblemente también en el Cuaternario.

3.8. CORDONES PRECORDILLERANOS Y PARTE INTERNA DE LA FAJA PLEGADA Y CORRIDA DEL AGRIO.

Se diferencian dos elementos que corresponden a una mecánica de formación equivalente, pero que exponen diferentes niveles estructurales en superfi-

cie: La cordillera del Viento y el sistema de Tres Chorros (Vergani *et al.*, 1995). Estos dos sectores son continuos longitudinalmente y fueron levantados por las mismas fallas de extensión regional correspondientes a la inversión de hemigrabenes jurásicos.

Estos últimos inclinan en este sector hacia el este y producen un frente por inversión no emergente del Jurásico medio-superior a Cretácico superior, con vergencia al oeste, que posteriormente fue enmascarado por la falla directa que forma la fosa de Loncopué en tiempos paleógenos (Zapata *et al.*, 1999).

Las fallas extensionales que limitan por el oeste al sistema de Tres Chorros y a la cordillera del Viento, corresponden a los depocentros precuyanos y cuyanos inferiores de los primeros estadios de subsidencia de la cuenca Neuquina, durante el Triásico superior al Jurásico inferior. Este sistema extensional tiene una orientación norte a sur y un gran desarrollo longitudinal desde el sur de Mendoza (Manceda y Figueroa, 1993) hasta el sur de Neuquén (Vergani *et al.*, 1995).

Por último, a partir del análisis de imágenes TM, se reconocieron una serie de escarpas con inclinación hacia el eje del bajo de Andacollo, coronando la cordillera del Viento. Estas estructuras no fueron chequeadas en el campo, pero de resultar verdaderos rasgos tectónicos, podrían representar la última fase de activación extensional de los bajos precordilleranos.

4. PALEOMAGNETISMO

En la Hoja 3772-IV, ANDACOLLO se realizó un estudio paleomagnético piloto en dos diferentes áreas ubicadas sobre unidades volcánicas del Neógeno. El procesamiento de las muestras se realizó en el Laboratorio de Paleomagnetismo "Daniel Valencio" de la Universidad de Buenos Aires.

ÁREA DE VILLA DEL NAHUEVE

En esta zona afloran volcanitas de la Formación Cerro Centinela (Rovere, 1998). Se trata principalmente de andesitas, con edades K-Ar de entre $2,6 \pm 0,1$ y $3,2 \pm 0,2$ Ma (Plioceno). Se relevaron aquí dos secciones (Río Huaraco y Villa del Nahueve) con el objetivo de realizar una correlación local, y verificar la coincidencia entre polaridades magnéticas y dataciones radimétricas.

El estudio paleomagnético permitió aislar direcciones de remanencia en las que predomina la pola-

ridad normal; esto es coherente con las edades radimétricas disponibles para las andesitas de la Formación Cerro Centinela, que coinciden aproximadamente con la época magnética Gauss (de polaridad normal). Se obtuvieron direcciones de polaridad reversa en el techo de la sección Río Huaraco y en la base de la sección Villa del Nahueve, que pueden interpretarse alternativamente como representativas del evento Mammoth, o bien como el techo o base (respectivamente) de la época Gauss.

ÁREA DE EL MONCOL

Aflora aquí una sucesión volcánicoclástica que sería equivalente a la Formación Mitrauquén (Suárez y De La Cruz, 1997) de edad miocena tardía, reconocida en la vecina Hoja geológica Curacautín (Chile). Esta área forma parte de una de las cuencas cuadrangulares de intraarco con actividad neotectónica-sísmica entre el Plioceno tardío y el Holoceno. Se interpreta como un movimiento transcurrente dextral para ese período. Se realizó el muestreo de una sección con el fin de evaluar posibles rotaciones de bloques.

La presencia de direcciones de remanencia magnética de inclinación positiva y negativa (polaridades reversa y normal, respectivamente) indica que la sucesión de El Moncol se depositó durante más de un intervalo de polaridad. Dado que el Mioceno se caracteriza por ser un período de cambios frecuentes en la polaridad del campo magnético terrestre, el resultado obtenido es coherente con la edad supuesta para la secuencia.

Las direcciones de remanencia magnética presentan una desviación consistente con respecto al meridiano, en sentido horario, de aproximadamente 20°. Esto implicaría que el sector muestreado en El Moncol está rotado según un eje vertical. Esta rotación sería posterior al Mioceno y estaría relacionada con la formación de cuencas cuadrangulares de intraarco entre el Plioceno y el Holoceno.

5. GEOMORFOLOGÍA

La Hoja 3772-IV, ANDACOLLO se caracteriza por una intensa actividad volcánica y glaciaria que le confieren al paisaje características propias y bellas, dotando al área de un alto potencial para su desarrollo turístico. La litología, estructura y la disposición espacial de las unidades geológicas, influyen notablemente en la subdivisión del mapa geomorfológico de la Hoja Andacollo. A grandes rasgos; pueden distinguirse 3 fajas meridionales:

La más occidental consiste en un paisaje compuesto con predominio de erosión glaciaria, labrado principalmente sobre rocas basálticas y andesíticas. Se extiende desde el límite con Chile y por unos 25 km hacia el este. Este paisaje se ha generado en la región más alta, fundamentalmente durante el Pleistoceno, cuando tuvo lugar un gran englazamiento que ha conformado circos y artesas glaciarias, que resaltan en su conjunto del resto de los paisajes circundantes.

La faja central es básicamente una planicie lávica, constituida litológicamente por una sucesión de coladas de lavas basálticas y andesíticas. Dentro de la misma planicie lávica resaltan conos volcánicos, calderas y coladas más recientes. Encauzados en algunos valles se observan depósitos de planicies glaci-fluviales.

La faja oriental, en tanto, se caracteriza por un mayor control de las litologías aflorantes en la morfología del paisaje, pudiendo distinguirse áreas con características distintivas. Al noreste de la Hoja, un paisaje compuesto, modelado por la acción glaciaria y fluvial, que se ha labrado en rocas porfíricas de la cordillera del Viento; la acción glaciaria se evidencia aquí en circos y terraplenes de morenas marginales. Al sureste, las características geológicas varían, resultando paisajes labrados en rocas sedimentarias mesozoicas de la cuenca Neuquina, con un alto control estructural por rocas plegadas, que sumadas a las fallas y la inhomogeneidad litológica le dan a la erosión fluvial una mayor complejidad, con desarrollo de valles anticlinales y sinclinales.

Cada uno de los paisajes descriptos es compuesto, y en todos pueden distinguirse geformas derivadas de procesos endógenos y exógenos:

5.1. GEOFORMAS DERIVADAS DE PROCESOS EXÓGENOS

5.1.1. PROCESO FLUVIAL

La disposición de la red de drenaje ha sido controlada regionalmente por lineamientos estructurales y por la inhomogeneidad litológica, que han marcado zonas con debilidades, aprovechadas por los cursos de agua.

El río Neuquén, de régimen permanente es el más importante de la región, y de hábito en general sinuoso. Drena en dirección de norte a sur, desde su cabecera hasta aproximadamente el faldeo norte del cerro Pini Mahuida, donde cambia su rumbo de oes-

te - este. Colecta aguas de las precipitaciones pluviales y la fusión del hielo y nieve, de una extensa cuenca cuyas cabeceras fueron englazadas durante el Pleistoceno en el área cordillerana. Entre sus principales tributarios se destacan por su caudal permanente los ríos Varvarco y Nahueve. Posee varios niveles de terrazas, evidencia del cambio de energía del sistema y de cambios climáticos. En estos momentos es un curso desproporcionado con respecto al tamaño del valle que ocupa. En algunos sectores se estrecha por un alto control litológico, principalmente al norte de los cerros Pini Mahuida y Bola. El río Trocomán es de régimen permanente y drena de sur a norte debido al control estructural de la región. Colecta agua de una extensa cuenca, donde la mayoría de sus tributarios son del área cordillerana.

En una extensa área cordillerana que ha sido modelada por la erosión glaciaria, se observa una gran cantidad de cursos desproporcionados que drenan en amplios valles en forma de "U". Estos cursos se concentran principalmente en las cabeceiras de los ríos Trocomán, Reñileuvú, Picunleo, Lileo y Agrio.

5.1.2. PROCESO DE REMOCIÓN EN MASA

Los deslizamientos son las principales geoformas derivadas de la remoción en masa. Son muy comunes en los bordes de planicies o mantos lávicos que están constituidos por intercalaciones de coladas basálticas y andesíticas, aglomerados, brechas y tobas.

Las condiciones litológicas, estructurales y morfológicas de la región, sumadas a disparadores vinculados a la neotectónica o sismicidad, más la participación de las precipitaciones nivales y su derretimiento, tienen el efecto de favorecer este tipo de fenómenos de remoción en masa. Estos movimientos gravitacionales comienzan generalmente con una primera etapa de caída o deslizamiento y una segunda etapa que corresponde a un flujo distal. Estos fenómenos son frecuentes en toda la región noroeste de la provincia del Neuquén.

Groeber (1916) describió la formación del lago Carri Lauquen a partir del endicamiento natural del río Barrancas por una avalancha de rocas. Las lagunas Varvarco Tapia y Varvarco Campos, formadas sobre el río Varvarco, tienen el mismo origen (González Díaz *et al.*, en prensa).

Las avalanchas de rocas están presentes en toda la región cordillerana. Escosteguy *et al.* (1999) des-

cribieron en Moncol, sobre el río Reñileuvú, un depósito que cubre un área de 8,3 km², tiene forma elongada, con una longitud máxima de 6,75 km, y un ancho aproximado de 2,5 km. Esta avalancha tiene la configuración superficial clásica de *hummocky topography*, e incluye megabloques de hasta 25 metros de diámetro.

A lo largo de las márgenes del río Trocomán, sobre los bordes de los basaltos en el pie de monte, se observan deslizamientos y derrumbes. En un área cercana a Vilu Mallín se observan grandes volúmenes de roca movilizados por este tipo de fenómeno.

5.1.3. PROCESO GLACIARIO

La morfología glaciaria es predominante en el paisaje a lo largo del área cordillerana occidental, limítrofe con Chile, y, en menor proporción, en el sector nororiental de la Hoja, en la cordillera del Viento.

Flint y Fidalgo (1963, 1969) postularon que esta área cordillerana estuvo sometida durante el Pleistoceno a extensos englazamientos de tipo de manto de hielo de alta montaña. Estos mantos se redujeron posteriormente a glaciares de valle o de tipo alpino, que desarrollaron amplios valles en forma de "U". En la actualidad en las altas cumbres de la región de Copahue se observan pequeñas masas de hielo de englazamiento.

5.1.3.1. Geoformas de erosión glaciaria

La erosión glaciaria ha modelado grandes extensiones de la Hoja, actuando principalmente sobre rocas basálticas y andesíticas en la zona occidental, y sobre rocas porfíricas en la cordillera del Viento. Las artesas y circos glaciarios son los rasgos más evidentes, fácilmente reconocibles incluso en imágenes satelitales. Las artesas glaciarias son amplias y exhiben los típicos perfiles transversales en forma de "U", observándose también valles colgantes producto del cambio de nivel de base por la acción fluvial posterior.

Gran cantidad de circos glaciarios en la actualidad son la cabecera de muchos cursos fluviales importantes permanentes en la región, como los ríos Trocomán, Picunleo, Reñileuvú, Lileo, Guañaco y Agrio. También se observan geoformas de menor magnitud, como estrías, surcos y rocas aborregadas, indicadoras de la acción glaciaria.

5.1.3.2. Geoformas de acumulación glaciaria

Se destacan principalmente los característicos terraplenes de las morenas marginales (laterales y terminales), y en algunos sectores morenas de fondo con sus características de relieve irregular. Muchos de estos depósitos de *till* (morenas terminales), que actúan como diques naturales, generando cuerpos de aguas, como las lagunas La Tregua y Negra. Hacia el este, fuera de los arcos morénicos, se han desarrollado planicies glacifluviales, que representan depósitos distales generados por la actividad glaciaria. Sobre el río Buraleo el relieve de una planicie glacifluvial resalta entre la planicie lávica, ubicada en el límite norte de la Hoja Andacollo.

5.1.4. PROCESO EÓLICO

En esta región el viento es un factor climático muy importante, pero a pesar de su fuerte intensidad y frecuencia, los depósitos arenosos no ocupan grandes extensiones. Se han observado formas menores vinculadas a depósitos de planicie aluvial, donde las arenas son movidas en forma de láminas. Son comunes al reparo de la vegetación. Las geoformas producidas no tienen una forma que las caracterice, y ocupan pequeñas extensiones. Son más conspicuas por ejemplo, al oeste de la cordillera de Mandolegüe y en cercanías de las márgenes del arroyo La Llamada.

5.2. GEOFORMAS DERIVADAS DE PROCESOS ENDÓGENOS

Las geoformas derivadas de procesos eruptivos, se destacan como extensas coberturas o mantos lávicos, que juegan un rol importante en la configuración morfológica del paisaje. Los paisajes volcánicos se destacan notablemente en la región, y conservan gran parte de los rasgos primarios, constituidos por geoformas derivadas de la acumulación de coladas de lavas y de productos volcánicos fragmentarios (eyectos volcánicos de variada granulometría). Se observan también coladas de lavas y mantos de cenizas, correspondientes a eventos volcánicos recientes, con evidencias de sus rasgos y estructuras primigenias.

5.2.1. PLANICIE LÁVICA

La planicie lávica abarca grandes extensiones, ocupa la franja meridiana central de la Hoja, que en algunos sectores (hacia el sur) alcanza aproximada-

mente los 35 km de ancho. Se caracteriza por su suave pendiente, que desciende desde la cordillera hacia el este, y se relaciona con emisiones marginales de estrato-volcanes. La planicie está constituida por intercalaciones de coladas basálticas y andesíticas; aglomerados, brechas y tobas. Sobresalen de ella numerosos aparatos volcánicos, que incluyen conos volcánicos, conos volcánicos aportillados y conos volcánicos con cráter.

5.2.2. PLANICIE ESTRUCTURAL LÁVICA

Son superficies constituidas por mantos de lavas que coronan y protegen a rocas sedimentarias más friables, resguardándolas de la erosión. Las lavas son predominantemente basálticas y andesíticas. Las planicies estructurales se caracterizan por su escasa disección fluvial; se observan en áreas cercanas al río Reñileuvú, al oeste del río Trocomán y en algunos sectores a lo largo de río Neuquén, cercanos al cerro Pini Mahuida.

5.2.3. COLADAS MODERNAS

Estos paisajes se encuentran más localizados. Sobresalen del resto de la planicie lávica por haber tenido menor degradación por procesos de meteorización y erosión, caracterizándose por su escasa disección fluvial. Estas coladas están constituidas litológicamente por basaltos y andesitas. La más extensa pertenece a la Colada Basalto Pino Andino, ubicada a lo largo de la margen oriental del río Agrio. Coladas menores se observan sobre la margen occidental del río Nahueve, en Bella Vista y sobre el cerro Pini Mahuida.

5.2.4. CONOS VOLCÁNICOS

Los conos volcánicos están constituidos por lavas y/o piroclastos, que en su mayoría se han conservado con forma de conos truncados. Otros presentan una depresión en su parte central. Dentro de las depresiones volcánicas, de acuerdo con sus dimensiones se pueden diferenciar cráteres y calderas. Estas últimas, de mayor magnitud, se concentran principalmente en el área comprendida entre El Huecú y el volcán Copahue.

5.2.5. NECKS

Los *necks* prácticamente se ubican en todos los sectores de la planicie lávica, pero principalmente

se concentran en el área cercana a El Huecú y estancia Huanuco, ubicados al sur de la Hoja. Sobresalen de la planicie lávica como relieves positivos con forma de cilindro dispuesto verticalmente, el cual coincide con la posición de la emisión de los volcanes. Estas geofomas se conservan debido a que poseen una mayor resistencia a la meteorización y erosión producidas por los agentes exógenos que las rocas circundantes.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica de la Hoja 3772-IV, ANDACOLLO comienza en el Paleozoico superior con la depositación de piroclastitas de composición dacítica a riódacítica correspondiente a la Formación Arroyo del Torreón. Iniciando un nuevo ciclo de sedimentación comienza en el Carbonífero superior con la depositación de pelitas en un mar poco profundo, con fósiles típicamente marinos, con una gradual somerización que instaure facies típicamente litorales, de areniscas y conglomerados fluviales y la presencia de restos de flora, representados por la Formación Huaraco. Las manifestaciones volcánicas se hacen presentes nuevamente con la depositación sobre los bancos anteriores de una espesa pila de tobas andesíticas, de posible edad Carbonífera superior- Pérmica inferior, correspondientes a la Formación La Premio.

Sobreviene luego la intrusión y emplazamiento de cuerpos graníticos y granodioríticos de regulares dimensiones, de edad pérmica inferior, denominados como Granito Huingancó e intrusivos andesíticos conocidos como Andesita Huemules. Estos cuerpos, con aureola de metamorfismo de contacto extensa (*hornfels*), son anteriores a los movimientos diastróficos, posiblemente pérmicos, que dieron lugar al sobrecojamiento del cerro La Premio. En el Pérmico superior sobreviene el emplazamiento de pequeños cuerpos intrusivos dacíticos (Dacita Sofía).

Los acontecimientos geológicos siguientes se registraron entre el Pérmico superior y el Jurásico inferior. Comenzaron en el Pérmico superior con el levantamiento e intensa peneplanización del área, que dejó expuesto a los intrusivos graníticos. Sobre este plano de erosión se depositaron y derramaron, entre el Pérmico superior y el Triásico medio, una potente sucesión de brechas, tobas, flujos piroclásticos y coladas de composiciones andesíticas y riolíticas, correspondientes al Grupo Choiyoi. El plano de erosión muestra una serie de paleocanales donde se

preservaron depósitos conglomerádicos de origen fluvial, con fragmentos de rocas subyacentes.

Durante el Jurásico y Cretácico se depositaron los Grupos Cuyo, Lotena y Mendoza. El Grupo Cuyo se apoya en discordancia sobre la Formación Choiyoi. Se inicia en el Pliensbachiano finalizando en el Calloviano inferior, estando integrado por las sedimentitas epi- y piroclásticas y basaltos (Fm. La Primavera), pelitas negras con material tobáceo y turbiditas (Fm. Los Molles), areniscas y coquinas (Fm. Lajas) y evaporitas (Fm. Tábanos). En el Calloviano se desarrolló un volcanismo andesítico continental de la Formación Nahueve, dando lugar a la discordancia Loténica, tras la cual se produce la depositación del Grupo Lotena. En primer término se acumularon sinorogénicamente conglomerados fluviales y luego sedimentitas de plataforma marina externa (Fm. Lotena). En el Oxfordiano, el proceso de somerización iniciado en el Calloviano superior tiene su acmé, produciéndose una nueva restricción de la cuenca que permite la acumulación de unidades evaporíticas (Formaciones La Manga + Auquilco). Hacia inicios del Kimmeridgiano se produjo una importante inversión estructural que como resultado produjo la discordancia Araucánica, a partir de la cual tuvo lugar la depositación del Grupo Mendoza. En primer término se desarrollaron depósitos fluviales y lacustres (Fm. Tordillo). A partir del Tithoniano inferior tardío (Zona de Mendozanus) hasta el Valanginiano inferior (Zona de Wichmanni) se produjo la máxima expansión marina registrada en la cuenca, depositándose margas bituminosas con característicos bochones calcáreos (Fm. Vaca Muerta).

Durante el Valanginiano inferior se verifica un cambio importante en el patrón de subsidencia actuante debido a una nueva inversión estructural responsable la discordancia Catanlítica, la cual deriva en una más restringida paleogeografía y generación de relieve, con el consecuente desarrollo de facies fluviales, mareales y deltaicas (Fm. Mulichinco) según un arreglo progradante, hacia áreas depocentrales (Chacay Melehue) de la cuenca. Durante Valanginiano tardío y el Hauteriviano temprano, se depositaron pelitas negras con el desarrollo de numerosos bancos calcáreos fosilíferos correspondiente al tramo inferior de la Fm. Agrio (=Miembro Pilmatué).

En el Cretácico superior tuvo lugar un magmatismo eruptivo de arco al oeste de la cordillera del Viento manifestado a través de rocas volcánicas y brechas andesíticas de la Formación Epulauquen.

Los primeros registros cenozoicos están representados por volcanitas mesosilícicas y rocas piroclásticas del Grupo Molle (Paleoceno superior – Eoceno medio) al cual suceden sedimentitas continentales lacustres de la Formación Lileo (Oligoceno superior – Mioceno inferior ?). Durante el Mioceno inferior a medio tuvo lugar la acumulación de los depósitos de la Formación Arroyo Palao representados por sedimentitas lacustres y fluviales con variado contenido de material piroclástico. La Andesita Cerro Moncol de edad miocena inferior a media, intruye depósitos paleógenos en el sector occidental.

Las Formaciones Trapa Trapa e Invernada Vieja constituyen depósitos de niveles volcániclos y lávicos de episodios eruptivos mesosilícicos desarrollados durante el Mioceno medio y superior. La Formación Mitrauquén con andesitas, ignimbritas y conglomerados fluviales del Mioceno superior - Plioceno inferior podría ser temporalmente sincrónica con la exhumación de la Granodiorita Cerro Columpios.

En el sur, en la región de Copahue-Caviahue, desde el Plioceno hasta el Pleistoceno inferior, se desarrolló un intenso volcanismo central representado por la Formación Hualcupén constituido por espesos mantos lávicos y piroclásticos de composición mesosilícica. El colapso de una caldera centrada en la actual laguna de Caviahue (del Agrío) se asocia a depósitos de flujos ignimbríticos riolíticos bajo la denominación de Formación Riscos Bayos de edad pliocena superior. El volcanismo Pleistoceno constituye menor volumen de rocas eruptadas y se desarrolla al oeste en pequeños centros eruptivos y en el edificio volcánico actual del Copahue constituyendo la Formación Copahue cuya composición es bimodal basáltico-riolítica. Contemporáneamente hacia el este se desarrolló un campo con numerosos domos, conos piroclásticos y monogénicos de composición predominantemente basáltica a traquiandesítica denominados Formación Mandolegüe y Coladas Basalto El Catreo y Pino Andino. El volcanismo ácido Pleistoceno está representado por la Formación Cerro Trolón. Durante el Holoceno y en erupciones históricas y recientes se depositaron rocas lávicas, piroclásticas y acumulaciones de cenizas mesosilícicas.

En la región comprendida entre los cerros Centinela y Bonete, durante el Plioceno ocurren también episodios volcánicos de gran distribución areal. Extensas mesetas andesíticas de edad pliocena inferior a superior, denominadas Formación Reñileuvú,

se distribuyen discordantemente sobre unidades miocenas y más antiguas. Durante el Plioceno, un volcán central da lugar a depósitos de flujos y lavas andesítico-basálticas de la Formación Cerro Centinela, también se desarrollan numerosos conos monogénicos de composición algo más básica hacia el Pleistoceno inferior. Durante el Pleistoceno predomina el volcanismo monogénico de composición basáltica constituido por la Formación Guañaco y la Colada Basalto El Catreo.

El Pleistoceno está caracterizado por depósitos glaci-fluviales, glaci-lacustres y morénicos debido a la intensa actividad glaciaria, depósitos de remoción en masa, depósitos de cobertura de pedimentos, de bajos, de cenizas volcánicas y en menor proporción aluviales y coluviales.

La estructura de la comarca se caracteriza por la fragmentación en bloques del basamento paleozoico acompañado de reactivaciones que permitieron la generación de relieve a partir de la inversión tectónica de depocentros extensionales, en el Jurásico superior, Cretácico superior, posiblemente en el Eoceno superior y el Mioceno superior. Durante el Neógeno prácticamente no se construyó relieve, por lo que el relieve orogénico es mesozoico a paleógeno, habiendo mediado extensión entre los mismos. Si bien se trataría de una cadena fósil, se registra actividad neotectónica por reactivación de fallas de basamento definiéndose un frente orogénico a la altura de Andacollo en el quiebre topográfico de la cordillera, el cual resulta más proximal que el frente orogénico mioceno que se encuentra a la altura de la sierra de Huantraico, fuera del ámbito de la Hoja. También se registra actividad neotectónica asociada a la actividad de cuencas transtensionales en la zona de arco volcánico.

7. RECURSOS MINERALES

De los recursos minerales identificados en la Hoja, el oro ocupa un lugar preponderante. La mayoría de los yacimientos y manifestaciones auríferas de la comarca se localizan dentro del distrito minero Andacollo, estudiado y explotado desde fines del siglo XIX hasta la fecha, por lo que se ha considerado conveniente realizar una descripción detallada del mismo. Los datos aportados por la explotación y estudios que realiza la actual concesionaria del distrito, Minera Andacollo Gold SA (MAGSA), brindan información relevante respecto a las reservas existentes.

Dentro de los recursos de los minerales industriales se destacan celestina y baritina. Los datos obtenidos del catastro minero provincial 2000-2002 son unos 25 a 30 registros. Solamente se describen aquellos con información geológico-minera.

Completan los recursos minerales de la Hoja los denominados comercialmente “pórfidos”, “lajas porfíricas”, “tobas” y otros, algunos de los cuales son utilizados en las construcciones de la zona, ofreciendo interesantes posibilidades de aplicación en otros mercados. Aún cuando existe una cantidad considerable de yacimientos registrados, los mismos no cuentan con informes geológico-económicos, razón por la que se debió apelar a los informes de impacto ambiental.

7.1. DEPÓSITOS DE MINERALES METALÍFEROS

Oro

Los primeros trabajos que se realizaron en el noroeste de la provincia del Neuquén, más precisamente en el distrito minero Andacollo, estuvieron relacionados con la búsqueda de oro y datan de 1890. Se efectuaron mayormente en la zona del arroyo Milla Michicó, en la que durante varios años se explotaron aluviones auríferos. En 1894 Salvador Quiroga lavó oro en el arroyo Las Manzanas por medio de la construcción de un canal, que subsiste aún hoy con el nombre de Canal Quiroga.

Con posterioridad a los primeros buscadores de oro - los hermanos Vivanco entre los de mayor renombre en la comarca - se sumaron varias compañías, como la Neuquén Proprietary Gold Mines y la Compañía Aurífera del Neuquén, que aportaron capitales para la construcción de molinos, cablecarriles y funiculares utilizando la energía hidroeléctrica de los arroyos del pie occidental de la cordillera del Viento.

Estos emprendimientos cesaron años más tarde su actividad, sumado al hecho de que pequeñas empresas que se habían generado siguiendo este movimiento pronto fracasaron en la explotación de vetas y aluviones, razón por la cual los trabajos fueron abandonados y algunos continuaron a pequeña escala, generalmente a cargo de pirquineros locales.

Los trabajos de reconocimiento de las vetas de oro del cerro Minas comenzaron en 1900 y en 1907 se descubrió la veta aurífera Julia. En 1933 se descubrió la veta Erika, en la zona de Huigancó, la que fue explotada hasta el año 1947.

Las pertenencias mineras del cerro Minas en Andacollo fueron transferidas a la Compañía Selección Minera Argentina, pero por el fracaso de ésta pasaron a la Empresa Minera del Huaraco Aurelio Leonardi SRL en 1946, la que dio un nuevo impulso a la zona construyendo caminos y obras de importancia.

Durante los años 1968 y 1969 la Dirección General de Fabricaciones Militares y la provincia del Neuquén realizaron un programa de reconocimiento regional con énfasis en la exploración de los recursos minerales metálicos a través del denominado “Plan Cordillerano Centro”. Las tareas que se efectuaron en el área de interés consistieron en carteos geológicos, muestreos geoquímicos y levantamientos con plancheta de la topografía del lugar. Estas actividades se realizaron en el sector Los Maitenes – El Salvaje, ubicado al sur de la localidad de Andacollo.

Desde 1993 hasta 1995 la empresa Placer Dome International Exploration Inc. realizó trabajos de exploración por oro dentro del Área de Reserva Andacollo. Los principales estuvieron focalizados en dos sectores, ubicados a 2 km al oeste del caserío La Primavera, y consistieron en levantamientos geológicos, muestreos geoquímicos de rocas en afloramientos y trincheras. En La Primavera se efectuaron 1.142 m de sondajes de aire reverso, distribuidos en 6 pozos y 400 m de diamantina en 2 pozos.

Entre 1996 y 1998, Cameco Argentina SA efectuó trabajos de exploración geológica en una parte del Área de Reserva Andacollo. Los mismos estuvieron orientados principalmente a la revisión e interpretación de trabajos anteriores, incluyendo vuelos fotogramétricos del sector de Andacollo a escala 1 : 20.000; estudios de impacto ambiental del área; levantamiento geológico general de la superficie involucrada (6.951,6 ha) a escala de 1 : 50.000, 1 : 10.000 y 1 : 20.000; muestreos geológicos de roca (4.188 muestras); levantamientos geológicos específicos de superficie en áreas locales a escalas 1 : 500, 1 : 1000 y 1 : 5000; estudios de minerales de alteración mediante el método de espectrometría de reflectancia SWIR, en un total de 30 muestras; análisis de imágenes Landsat; construcción de calicatas en La Primavera, y Río Neuquén - Cerro Yeguas, con un total de 12 zanjas y 5.341 m lineales; sondajes con un total de 2.890 m perforados y un total de 1.395 muestras tomadas cada 2 m; y trabajos complementarios geodésicos de restitución aerofotogramétrico, topográficos de terreno y confección de mosaicos compensados a escala 1 : 10.000.

Cuadro 6. Resumen de indicios y ocurrencias minerales de la Hoja Geológica 3772-IV, ANDACOLLO

Nº INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA 1:100.000	LITOLOGÍA	UNIDAD ESTRATIGRÁFICA	EDAD	MINERALOGÍA	LABORES MINERAS
				X	Y						
1	ÁRIDOS	CANTERA 1309/95, 1792/95,1779/95	ANDACOLLO	37°04'17" S	70°57'06" O	3774 - 36	Arenas, gravas	Depósitos de terrazas de los ríos Neuquén y Nahueve	Holoceno		Cantera
2	PÓRFIDOS	CANTERA 2415/97, 2414/97	RIO NAHUEVE	37°09'14" S	70°46'29" O	3776 - 24	Andesitas	Formación Cerro Centinela	Plioceno		Cantera: bloques, planchas
3	PIEDRA LAJA (o pórfidos lajosos)	CANTERA 2477/97, 2473/97, 77100, 96/00, 78/00, 2454/97	LOS CARRIZOS, VILLA DEL NAHUEVE	37°09'19" S	70°46'49" O	3776 - 24	Andesitas	Formación Cerro Centinela	Plioceno		Cantera: lajas
4	ÁRIDOS	CANTERA 2467/97, 2890/99, 300/01, 2941/99, 2942/92, 2491/91, 2884/99, 2490/98	ANDACOLLO	37°26'44" S	70°40'48" O	3772 - 24	Gravas, arenas	Depósitos de terrazas de los ríos Neuquén y Nahueve	Holoceno		Cantera
5	BARITINA	ARROYO NUEVO, LA VIEJA - LA VIEJA I - DON SANTIAGO, DON RODOLFO, DON CARLOS, DON ELÍAS ALBERTO, DON JORGE	LA PRIMAVERA	37°18'38" S	70°38'31" O	3772 - 24	Areniscas, limolitas, tobas arenosas, brechas intracrísticas	Formación La Premia	Carbonífero superior		Labores subterráneas: cámaras y pilares, 12.000 m galerías chimeneas, estocadas
6	ORO	Cerro MINAS-TORREÓN CARLOS LAMARCA, CARLOTA, CONSTANCIA, EULOGIA, PEPA, EVARISTO, DON VÍCTOR, LAURA III	ANDACOLLO	37°11'37" S	70°38'02" O	3772 - 24	Volcanicas, areniscas, limolitas, pelitas negras	Formación Huaraco	Carbonífero medio- superior		Socavones y destapes superficiales de reconocimiento
7	ORO	Cerro MINAS NORTE ESTERLINA, EDUARDO	ANDACOLLO	37°11'29" S	70°38'15" O	3773 - 24	Areniscas, limolitas, "porfidos cuarciferos"	Formación La Premia	Carbonífero superior		Socavones, Destapes superficiales
8	ORO	Cerro MINAS HUARACO BUENA VISTA, SANTA ELENA, SOLITARIA	ANDACOLLO	37°11'31" S	70°38'09" O	3773 - 24	Areniscas conglomeradas, tobas, brecha dacítica	Formación Huaraco	Carbonífero medio- superior		Galerías explotación mina Buena Vista, 350 m
9	ORO	SALAMANCA, EL PORVENIR, 17 DE OCTUBRE	LA PRIMAVERA, ANDACOLLO	37°15'13" S	70°38'09" W	3773 - 24	Fractura, Se vincularía a intrusiones andesíticas terciarias, Volcanitas	Grupo Choyoi	Permotriásico		Socavones y estocadas aterrados
10	ORO	HELENA, LA VICTORIA, MARTA ESTHER	LA PRIMAVERA	37°15'14" S	70°38'03" O	3773 - 25	Fractura, Se vincularía a intrusiones andesíticas terciarias, Volcanitas	Grupo Choyoi	Permotriásico		Galeris sobre veta, 75 m
11	ORO	Cerro MINAS CENTRO SOFIA-JULIA, LA SUDAMERICANA, OBDULIA	ANDACOLLO	37°11'45" S	70°37'43" O	3774 - 24	Argilitas, areniscas, tobas	Formación Huaraco, Formación La Premia	Carbonífero medio Carbonífero superior		Labores subterráneas SOFIA-JULIA: 2.500 m

Cuadro 6. Resumen de indicios y ocurrencias minerales de la Hoja Geológica 3772-IV, ANDACOLLO

Nº INDICIO	SUSTANCIA	NOMBRE	LOCALIDAD	COORD ENADAS		HOJA	LITOLOGÍA	UNIDAD ESTRATIGRÁFICA	EDAD	MINERALOGÍA	LABORES MINERAS
				X	Y						
12	ORO	Cerro MINAS SUR ROSARIO, JUANITA, PELUDO, LA MONITA, DON VÍCTOR III	ANDACOLLO	37°12'05" S	70°37'54" O	3773 - 24	Argilitas areniscas, tobas, volcánicas	Formación Huaraco, Grupo Cholvoi	Carbonífero superior Permofríasico	Q,Py,Ars,Au	Galerías /vetas Peludo,Rosario y Juanita,250 m
13	ORO	Cerro MINAS CENTRO FORTUNA, EL MANTO	ANDACOLLO	37°11'45" S	70°37'43" O	3774-24	Argilitas, areniscas, tobas	Formación Huaraco	Carbonífero medio	Q,Py,Au,Ga, Sph, Cp, Po, Ars	Labores subterráneas: 120 m
14	ORO	Cerro MINAS BUENA ESPERANZA, CLORINDA, HORTENSIA, ESPERANZA	ANDACOLLO	37°12'09" S	70°37'37" O	3775-24	Argilitas, areniscas, tobas	Formación Huaraco, Formación La Premio	Carbonífero medio Carbonífero superior	Q,Py, Au	Socavones y rajos de reconocimiento
15	ORO	HUINGANCÓ, ERIKA, AURORA, HUEMULES, HUINGANCÓ	HUINGANCÓ	37°10'11" S	70°35'27" O	3772 - 24	Tobas, pelitas, hornfels, granodiorita	Formaciones Huaraco-La Premia Grupo Huíngancó	Carbonífero medio- superior Pérmico inferior	Q,Py, Ca, Au, Gra	ERIKA: 2700 m de labores subterráneas
16	ORO	HUINGANCÓ, LA HELVETIA, LA PREMIA, LA CALIFORNIA, LA NUEVA	HUINGANCÓ	37°08'31" S	70°34'23" O	3773 - 24	Areniscas, argilitas, granito	Formación Huaraco, Grupo Huíngancó	Carbonífero medio Pérmico inferior	Q,Py, Au, Gra	60 m galería s/ veta
17	BARITINA	ARAUCANA I, II, III	LONCOPUÉ	37°56'29" S	70°32'27" O	3772 -36	Areniscas, areniscas tobáceas, calizas	Formación La Manga- Aujúlico	Jurásico superior	Ba, Ca, Gyp	Cantera, Labores subterráneas

Abreviaturas: Arg: argentita; Ars: arsenopirita; Au: oro; Az: azurita; Ba: baritina; Ca: calcita; Cp: calcopirita; Ga: galena; Gra: grafito; Gyp: yeso; Lim: limonita; Ml: malaquita; Po: pirrotina; Py: pirita; Q: cuarzo; Sph: esfalerita

A partir de 1998 se celebró un contrato entre la Corporación Minera del Neuquén Sociedad del Estado Provincial (CORMINE SEP) y la Empresa Minera Andacollo Gold SA (MAGSA), integrada por capitales chilenos y canadienses, para explorar, explotar y beneficiar minerales en el área de reserva del distrito minero Andacollo (aproximadamente 22.000 ha). Este contrato se encuentra vigente al momento de la elaboración del presente informe.

El distrito minero Andacollo se localiza en el departamento Minas, en el noroeste de la provincia del Neuquén, Argentina. El acceso a la zona se realiza desde la ciudad de Chos Malal por la ruta provincial 43 que conduce al norte de la Provincia, asfaltada en sus primeros 45 km, y con 18 km de camino de tierra consolidado hasta la ciudad de Andacollo, cabecera departamental. Tras un recorrido de 48 km se arriba al caserío La Primavera, lugar por donde cruzan el oleoducto y el gasoducto transandinos. A partir de esta localidad se desprende hacia el oeste un camino secundario que permite transitar parcialmente la ribera norte del arroyo Milla Michicó, el flanco oriental y norte del cerro Salvaje, el flanco occidental del cerro Colo, la ribera este del río Neuquén y el sector Lomas de Maitenes. Continuando por la ruta provincial 43 desde La Primavera hacia Andacollo se accede hacia los sectores orientales aledaños a ésta.

Andacollo y la vecina localidad de Huingancó se comunican a través de la continuación de la ruta provincial 43, la que sobre la margen izquierda del río Neuquén permite el ingreso a los diferentes sectores mineros desarrollados en dicha área por caminos secundarios y huellas existentes en el lugar.

Marco estructural del distrito minero Andacollo

Según MAGSA (2001), a la fecha concesionaria de la exploración y explotación del distrito minero Andacollo, los sistemas estructurales en el distrito controlan las principales manifestaciones de mineralización y responderían a un modelo de “dúplex estructural” con las siguientes orientaciones:

Sistema Este-Oeste: controla una importante porción de la mineralización conocida, localizándose en ellos los sistemas Erika, Sofía-Julia, Manto Elena, Rosario, Torreón y Cerro Yeguas.

Sistema N 50° E: corresponde a zonas de extensión estructural, encontrándose en ellos los sistemas Buena Vista, Cameco, Placer y La Primavera.

Sistema de orientación N 10° O: pertenece a zonas de compresión, asociándose directamente al corredor andino, con escasa cantidad de vetas.

Mineralización

El distrito mineralizado tiene aproximadamente unos 7 km de ancho por 21,5 km de largo, y se ubica a una altura entre 1.000 y 2.960 m sobre el nivel del mar. Los límites están representados por la cordillera del Viento al este, el arroyo El Manzano al norte, el río Neuquén al oeste y el arroyo Milla Michicó al sur.

Las explotaciones realizadas en el siglo pasado se limitaron casi exclusivamente a la zona de oxidación, hasta profundidades entre los 10 y 30 m, recuperando principalmente el oro libre por amalgamación.

El distrito minero se caracteriza por sus depósitos hidrotermales polimetálicos de oro, plata, plomo, zinc y cobre, principalmente en forma de vetas y escasamente en mantos, con desarrollo de brechas y stockworks así como también oro diseminado de baja ley en los “pórfidos cuarcíferos” (Zöllner y Amos, 1973) que integran la parte superior del Grupo Choiyoi.

El oro se presenta en tamaño grueso (mina Erika) y fino, asociado principalmente a cuarzo, pirita y limonitas, acompañado por galena esfalerita y calcopirita en ganga de cuarzo, calcita, grafito, pirita, limonita y caolinita.

Los cuerpos vetiformes se caracterizan por tener grandes corridas y anchos variables entre 0,20 y 2 m, con un promedio de 1 m, y en algunos casos profundidades de 250 m detectados, quedando sectores aún por determinar.

Con respecto a los depósitos mantiformes, éstos son de escasas dimensiones en su corrida (100 m) y potencias de hasta 6 m, de baja ley, y fueron moderadamente explotados. Se ha reconocido el Manto Elena asociado a un “pórfido cuarcífero” y a la veta Sofía-Julia, y emplazado entre ésta y la veta Fortuna, el Manto Fortuna.

En todo el distrito la mineralización está principalmente asociada a un sistema de falla normales de orientación E - O, existiendo en menor cantidad otros sistemas de fracturas (N 30° E y N 10° O).

El oro se presenta en dos zonas:

Zona de oxidación: caracterizada por la presencia de limonitas y goethita rojizas y pardo-amari-llentas producto de la oxidación de pirita, acompañada de cuarzo blanco y grisáceo, compacto y/o bandeado, caolinita, calcita, grafito, pirita y calcopirita en menor proporción, con salbanda de arcillas, y brechas de falla.

Zona primaria: es el sector de mayor profundidad en las vetas, con oro asociado a sulfuros

como galena, esfalerita y calcopirita, sin desarrollo de limonitas, y a cuarzo blanco y grisáceo compacto o bandeado, con abundante pirita, calcita, y con una salbanda arcillosa con grafito y brecha de falla.

La alteración hidrotermal es principalmente silíceo, con poco desarrollo hacia el exterior de los bordes de la estructura, mientras que la alteración clorita - epidoto es de carácter regional.

La edad de la mineralización se ha considerado post - Dogger y pre - Oligoceno, aunque con mayores posibilidades pueda ubicarse en el Paleógeno. Es aún un tema en el que las diversas hipótesis formuladas no tienen una aceptación definitiva.

Con respecto a la veta Erika y aquellas existentes en el cerro Minas, la mineralización podría estar relacionada genéticamente con los pórfidos dacíticos y tonalíticos.

En el área de La Primavera, la mineralización se aloja principalmente a lo largo de fallas normales lítricas de orientación ENE en rocas sedimentarias paleozoicas, volcánicas triásicas y sedimentitas marinas jurásicas.

Reservas

Con la información proporcionada por los sondeos que se han realizado en el área (aproximadamente 3.502,97 m), además de piques (137 m) y galerías (255 m) de exploración, más el apoyo de trabajos geológicos de superficie e interior de minas, se determinaron las siguientes reservas:

Mineral probado (minas Erika – Sofía–Julia + Desmontes):

275.400 t con una ley promedio de 11,25 g/t de oro.

Mineral probable (minas Erika – Sofía–Julia - Buena Vista):

196.300 t con una ley promedio de 11,20 g/t de oro.

Recursos inferidos (Minas Erika – Sofía–Julia – Buena Vista – Rosario - La Colorada – Carlita – Peludo – Juanita):

417.900 t con una ley promedio de 11,04 g/t de oro.

Debido al grado de incertidumbre aún existente con respecto al mineral probable y a los recursos inferidos, se han utilizado los siguientes factores de conversión para expresarlos en términos de reservas probadas:

Mineral probable multiplicado por 0,6 y recursos inferidos por 0,4, de tal manera que existirían dentro

de la categoría de reservas probadas 560.450 t, con una ley de 11,17 g/t de oro.

SECTOR ANDACOLLO

Considerando el elevado número de minas que se localizan en el distrito minero Andacollo, se las agrupará en las siguientes zonas: Cerro Minas – Torreón, Cerro Minas Norte, Cerro Minas Centro, Cerro Minas Sur y Cerro Minas Buena Esperanza.

ZONA CERRO MINAS - TORREÓN

En el faldeo sur del cerro Los Pajaritos se reconoció un conjunto de labores superficiales y subterráneas, en su mayoría aterradas y derrumbadas. Las mismas corresponden a las minas: Carlos Lamarca, Carlota, Constancia, Eulogia, Pepa, Evaristo, Don Víctor y Laura III. Han sido identificadas a lo largo de fracturas de rumbo general E-O que corren en las areniscas argilíticas con intercalaciones de tobas, correspondientes al Grupo Andacollo.

En algunas de las fracturas se han reconocido signos de piritización en planos de fallas, así como guías de mineralización de poco espesor.

Mina Carlos Lamarca

Las labores de la mina Carlos Lamarca se encuentran en el faldeo N del cerro Minas, en una fractura de rumbo 110°, unos 1.500 m al NO de la veta Julia. Las evidencias de mineralización in situ son escasas y consisten en delgadas venillas de cuarzo con pirita en salbanda arcillosa dentro del relleno de falla.

ZONA CERRO MINAS NORTE

En esta zona se encuentran las minas Esterlina y Eduardo, en las que sólo se han realizado socavones y destapes superficiales de reconocimiento a lo largo de guías de cuarzo con hematita y limonitas.

La Mina Esterlina, ubicada en el faldeo N del cerro Minas, es la que presenta mayor cantidad de labores a lo largo de una fractura de rumbo

E-O. Situada a unos 300 m al NO de la veta Julia la fractura corre en areniscas y limonitas y en “pórfidos cuarcíferos”, con escaso relleno mineralizado.

ZONA CERRO MINAS HUARACO

Se destacan en este sector las minas Santa Elena, Buena Vista y Solitaria.

La primera de ellas, también conocida como Manto Santa Elena, es un sobrecorrimiento mineralizado de rumbo N 60° E y 15 a 20° de buzamiento al sureste. Fue explotada por la Neuquén Proprietary Gold Mines, produciendo mineral de alta ley.

La mina Buena Vista, explorada por MAGSA y a la fecha en explotación, presenta una potente estructura mineralizada a lo largo de una falla subvertical de rumbo N 50° E consistente en una brecha silíceo con venas de cuarzo, pirita, abundante argentita y oro.

ZONA CERRO MINAS CENTRO

En esta zona se encuentran las siguientes minas: Sofía-Julia, Fortuna, El Manto, La Sudamericana y Obdulia.

Muchas de estas minas se encuentran soterradas y otras constituyen sólo destapes. Se describen dos de ellas, Sofía-Julia y El Manto, de las cuales sin lugar a dudas la más importante es la primera.

Mina Sofía - Julia

Es la más explotada del sector Andacollo (Gutiérrez y Albornoz, 1987). En superficie la estructura mineralizada tiene una longitud de 1.400 metros. Los laboreos mineros consisten en cuatro niveles de acceso, con sus respectivas labores de explotación como chimeneas, cámaras, y drift de transporte.

Se caracteriza por exhibir una veta de cuarzo brechado con sulfuros y oro, que se presenta en forma continua a través de los 400 m de profundidad reconocidos, con una potencia promedio de 1,20 metros. La misma se abre en abanico hacia el oeste (Julia) conformando un total de 9 estructuras subparalelas de variada potencia, en caja de tobas y limolitas de la Formación Huaraco.

La mineralización aurífera, con una ley mayor de 10 g/t, está reconocida en dos sectores, los cuales han sido parcialmente explotados desde superficie hasta el nivel 4. En cotas inferiores a éste, las reservas in situ se encuentran a la fecha en etapa de preparación par su explotación.

El cálculo de reservas efectuado por MAGSA (2001), en dos sectores de la veta con ley de corte superior a los 10 g/t, y en zonas parcialmente explo-

tadas entre los niveles 1 y 4 (reservas remanentes), se ha ajustado con un factor de corrección de 0,4 para compensar las incertidumbres de relevamiento en los sectores explotados, arrojando los siguientes valores para cada uno de los niveles:

N 1 Cat. Indicado: 8.000 t, ley 23,05 g/t Au - 5.970 Oz oro

N 2 Cat. Medido : 4.100 t, ley 34,65 g/t Au - 4.599 Oz oro

N 3 Cat. Indicado: 2.098 t, ley 37,25 g/t Au - 2.515 Oz oro

N 4 Cat. Inferido: 10.655 t, ley 36,48 g/t Au - 12.499 Oz oro

El total es de 24.905 t de mineral con una ley de 31,92 g/t de oro, equivalentes a 25.560 onzas de oro contenido.

Los cuerpos evaluados de alta ley tienen en sus bordes zonas con leyes inferiores a la ley de corte, las cuales podrían ser integradas en la explotación mediante una dilución controlada por ingeniería. Suman 9.657 toneladas de mineral con ley de Au de 5,78 g/t, las que adicionarían unas 1.983 onzas de oro.

Mina Fortuna

La explotación realizada en este depósito con características de manto (Gingins y Danieli, 1978) fue en cámaras y pilares, con una galería principal de extracción. En algunos sectores los pilares han sido retirados y reemplazados por estéril.

A lo largo del frente aflorante se han reconocido otras bocaminas que se encuentran inaccesibles. El "manto" mineralizado se encuentra emplazado en el sobrecorrimiento de una superficie de contacto entre argilitas con lentes de tobas interestratificadas en el techo y lutitas en el piso. La corrida superficial es de unos 30 m, encontrándose rechazada hacia el N por una falla mineralizada de rumbo E-O, que corresponde a la veta Valencia y hacia el sur por otra falla de igual rumbo que la anterior, en la que se aloja la veta Fortuna.

Se pueden observar dos sistemas de fallas en el área: uno de rumbo general E-O y el otro de tendido meridional. El primer sistema parece ser el más importante a juzgar por la cantidad de fracturas y por el número de sus corridas. En su mayoría son fallas gravitacionales con componentes horizontales de desplazamiento, de poco espesor, promedio de 1 a 5 m y con longitudes de unos 2.000 metros.

La roca encajante está constituida mayormente por volcanitas estratificadas de edad pérmica a carbonífera inferior. La mena está constituida por oro, pirita, calcopirita, galena, pirrotina y arsenopirita en ganga de cuarzo. La mineralización se presenta tanto en los rellenos de fracturas gravitacionales de fuerte buzamiento como en los correspondientes a fallas de corrimiento de pequeño ángulo.

El oro se encuentra asociado al cuarzo en zona de oxidación, donde es posible reconocerlo macroscópicamente. En zona de mineralización primaria se asocia a pirita y menos frecuentemente a calcopirita; su identificación sólo es posible al microscopio o por medio de determinaciones químicas.

Comúnmente las texturas en diente de perro presentan pirita diseminada y otros sulfuros asociados. En los bordes difusos, de aspecto brechoso, se observan lutitas trituradas interpuestas y pirita diseminada. Los muestreos realizados en vetas de 0,40 m de potencia indican contenidos de Au entre 4 y 8 gramos por tonelada.

ZONA CERRO MINAS SUR

En esta zona se encuentran las minas Rosario, Peludo, Juanita, La Monita y Don Víctor III.

Mina Rosario

Esta veta se explotó desde 1905 hasta fines de la década del '50, siendo sus propietarios originales The Neuquén Proprietary Gold Mines. Las labores realizadas consisten en destapes, realces bajos y cortas galerías, todos en mal estado de conservación.

La veta Rosario cruza el cerro Las Minas, 220 m al sur de la veta Fortuna, con rumbo E-O.

La roca de caja está representada por pizarras y areniscas carboníferas excepto en la cresta y ladera occidental del cerro, donde el labio superior de la falla está compuesto por porfiritas del Grupo Choiyoi en contacto con unidades permo-carboníferas por desplazamientos de tipo normal.

Las numerosas fisuras que se ramifican desde la veta Rosario en la ladera sur son estériles. Estas fisuras están marcadas sólo por angostas bandas de porfiritas sericitizadas sin indicaciones de mineral metalífero. La roca encajante es una volcanita interestratificada que integra las secuencias sedimentarias de la Formación Huaraco.

Mina Juanita

Las labores correspondientes a esta mina se encuentran a lo largo de una fractura de rumbo E-O en sedimentitas de la Formación Huaraco. Ésta recorre los faldeos oriental y occidental del cerro Minas, a unos 1.000 m al sur de la mina Sofia-Julia. En el faldeo occidental se ubican dos galerías. En la del nivel inferior se comprobó la existencia de una veta de cuarzo (12 m de largo) con un ancho máximo de 20 centímetros. Los análisis químicos arrojaron leyes menores de 4 g/t de oro.

ZONA CERRO MINAS-BUENA ESPERANZA

En esta zona se localizan las vetas Clorinda, Hortensia y Esperanza. Las mismas han sido reconocidas a través de labores superficiales y subterráneas de escaso desarrollo, a la fecha mayormente aterradas y derrumbadas. Las vetas se alojan en fracturas de rumbo general E-O que corren en areniscas argilíticas con intercalaciones de tobas y volcanitas correspondientes a las formaciones Huaraco y La Premia (Carbonífero medio a superior). En algunas de las fracturas se han reconocido signos de piritización en planos de fallas, así como guías de cuarzo de poco espesor, con limonitas y oro.

SECTOR HUINGANCÓ

En este sector se localizan las minas Erika, Huingancó, Aurora, Huemules, La Helvetia, La Premia, La California y La Nueva, destacándose la mina Erika por su historia y los trabajos realizados en ella.

Mina Erika

Se ubica en la parte oriental del distrito minero, próxima a la localidad de Huingancó y ha sido la de mayor explotación en el sector. Las labores mineras consisten en galerías sobre veta en 5 niveles, con sus respectivas labores de explotación. La roca de caja está constituida por pelitas negras, volcanitas y hornfels de las Formaciones Huaraco y La Premia, y en su extremo oriental por granodiorita perteneciente al Grupo Huingancó. Se caracteriza por ser una sola estructura mineralizada que se presenta en forma continua por más de 1.200 m de longitud, con una potencia promedio de 2 m, donde se reconocen cuarzo, pirita, calcita, oro y grafito. La mineralización aurífera, con una ley mayor de 10 g/t, se presenta en

cuatro grandes cuerpos, los cuales han sido explotados desde la superficie hasta el nivel inferior. El cálculo de reservas efectuado por MAGSA (2001), referido a estos cuatro cuerpos mineralizados para una ley de corte de 3 g/t, indica los siguientes valores:

N 1° Cat. Indicadas: 14.000 t, ley 16,95 g/t Au - 7.717 Oz.oro

N 2° Cat. Medidas : 7.363 t, ley 18,19 g/t Au - 4.308 Oz.oro

N 3° Cat. Indicadas: 3.298 t, ley 30,19 g/t Au - 3.201 Oz.oro

N 4° Cat. Inferidas: 18.732 t, ley 29,31 g/t Au - 17.651 Oz.oro

Esto hace un total de 43.552 t de mineral con una ley de 23,48 g/t de oro, equivalentes a 32.877 onzas de oro contenido.

Mina Aurora

Se encuentra sobre la margen sur del arroyo Huemules, unos 3 km al E de la localidad de Huíngancó. La veta corre sobre una fractura de rumbo N 30° E, en caja de areniscas argilíticas y tobas de la Formación Huaraco, y su prolongación hacia el SO intersecta la veta Erika. Tiene una potencia de 0,10 a 0,30 m, inclinado 60° al N. Las labores se encuentran en su mayoría aterradas.

En los niveles inferiores se reconoció una galería que tiene una longitud de unos 35 metros. En el primer tercio y en los últimos tramos se observaron evidencias de mineralización de oro que han dado los siguientes resultados: Principio de galería: vestigios (menos de 4 g/t Au). Final de galería: 4 gramos por tonelada.

Minas La Premia, La California y La Helvetia

Las labores correspondientes a las minas La Premia y La California han sido reconocidas en el faldeo sur del cerro La Premia, en fracturas de rumbo E-O que corren en areniscas argilíticas de la Formación Huaraco.

Se encuentran totalmente aterradas, resultando imposible ubicar el emplazamiento de las vetas. La mina La Helvetia, ubicada a unos 2.000 m al ESE de las anteriores, se encuentra habilitada por trabajos de pirquineros, al parecer con resultados alentadores.

Mina La Nueva

La veta se ubica a unos 2.000 m al norte de La Aurora, aproximadamente en la cota de 1.500 m sobre el nivel del mar. Corre en una fractura de rumbo 220° en un granito del Grupo Huíngancó, con una potencia de hasta 0,20 metros. Se han reconocido tres labores habilitadas y una cuarta en un nivel inferior que se encuentra aterrada. Las muestras dieron los siguientes resultados: salbandas arcillosas: 11 g/t; veta de cuarzo: vestigios (menos de 1 g/t).

SECTOR LA PRIMAVERA

En este sector se destacan las minas Helena, El Porvenir, 17 de Octubre, La Victoria, Martha Ester y Salamanca. La más conocida de todas ellas es la mina Helena.

Mina Helena

Esta mina se ubica en la falda occidental de la cordillera del Viento en la confluencia de los arroyos Atrequito y Milla Michicó, 10 km al SE de Andacollo y a 1.500 m sobre el nivel del mar. En la misma se encuentra tres vetas de hábito lentiforme, encajadas en andesitas del Grupo Choiyoi. Presentan rumbos que oscilan entre N 74° y 66° E, e inclinaciones de 70° a 75° al S. La corrida alcanza los 300 m y la potencia de las vetas varía entre 0,30 y 0,66 m, generalmente en cuerpos mineralizados de pequeña magnitud.

La mineralización está constituida por galena, esfalerita, pirita aurífera y calcopirita en ganga de cuarzo, con limonitas, malaquita y azurita entre los minerales de oxidación.

Datos analíticos de la mineralización dieron los siguientes resultados: Pb: 3,3-47,7%, Zn: 5,5-30,5%, Cu: 0,7-1,80%, Au: 2-4,5g/t, Ag: 100-300 g/t (valores extremos sobre análisis de 3 muestras). En la mina Helena se han realizado 75 m de galerías.

Veta Salamanca

De acuerdo con Danieli *et al.* (1999), la geología de la región se compone de volcanitas del Grupo Choiyoi. Son riolitas, tobas y tobas brechosas de colores claros, compactas. Las riolitas son porfíricas. Las tobas tienen cristaloclastos, litoclastos y estructuras vítreas relicticas. Prevalece la composición andesítico - dacítico - riolítica con menor proporción de términos más básicos. Estas rocas están

intruídas por diabasas, pórfiros dioríticos – tonalíticos y basaltos.

El rumbo de casi todas las vetas es E-O hasta N 80° E. Los buzamientos varían entre 65° S y 85° N. En la veta Salamanca hay cuarzo aurífero con pirita y calcopirita, y galena y esfalerita subordinadas. Las texturas son de relleno y reemplazo, con contactos netos e irregulares. Rellenan espacios abiertos u ocupan zonas de brecha.

7.2. DEPÓSITOS DE MINERALES INDUSTRIALES

Celestina – Baritina

De acuerdo con Brodtkorb *et al.* (1975), hasta hace pocos años el estroncio tenía aplicaciones en pirotecnia, en el proceso Scheiber en la obtención de azúcar de remolacha, y como barros de inyección en perforaciones petroleras. Últimamente su uso fue incorporado a la fabricación de tubos de TV en colores (47% del Sr consumido en USA) e imanes permanentes.

En la provincia del Neuquén se encuentran numerosas manifestaciones de celestina - baritina que se ubican a ambos lados del meridiano 70° entre Curacó y Zapala, mostrando en general una relación estratoligada con las Formaciones Tábanos (Grupo Cuyo) y La Manga – Auquilco (Grupo Lotena).

El control geológico de las manifestaciones está dado por la estratigrafía, y su disposición areal depende de las estructuras anticlinales y sinclinales de la región.

Se han reconocido tres tipos de yacimientos:

1) mantos de celestina singenéticos con facies evaporíticas

2) yacimientos mantiformes epigenéticos formados por removilización in situ de celestina con crecimiento de estalactitas y relleno de cavidades, localmente con enriquecimiento secundario de baritina

3) yacimientos vetiformes epigenéticos formados por soluciones descendentes enriquecidos en baritina

Hayase y Bengochea (1975) realizaron estudios de yacimientos de baritina - celestina en la provincia del Neuquén. Algunos de ellos presentan cuerpos mantiformes groseramente concordantes con la estratificación de las rocas de caja, mientras que otros son claramente vetiformes. En las cajas de estos yacimientos se pueden reconocer procesos de sericitización, cloritización, carbonatización,

piritización y silicificación casi sin excepción, así también como marcada alteración arcillosa. Estas alteraciones de las rocas de caja son sin duda producidas por la circulación de soluciones hidrotermales.

En el área se puede identificar bastante actividad ígnea, poniéndose de manifiesto una relación entre diques de andesitas y yacimientos vetiformes. Las vetas de plomo y cobre son evidencias claras de postvolcanismo.

Las rocas de caja son de ambiente de transición continental y marino somero y la mineralización, con una potencia promedio de 2 m, es generalmente pura. En muchos casos, las alteraciones que aquéllas presentan son típicas de los procesos hidrotermales, reconociéndose con frecuencia el reemplazo de los minerales originales por baritina y celestina. Todos estos fenómenos podrían asociarse más fácilmente con la génesis hidrotermal, que con procesos singenéticos.

Hayase y Bengochea (1975) llegaron a la conclusión de que los yacimientos de baritina - celestina de la provincia del Neuquén son producto de la actividad de soluciones hidrotermales. La temperatura varió alrededor de 113 a 178° C. En el caso de los yacimientos mantiformes, éstos se habrían formado por el reemplazo selectivo de capas de caliza por baritina y celestina.

Mina La Araucana I

Esta mina, localizada en el extremo sudoriental de la Hoja, se encuentra ubicada a unos 15 km al norte de la localidad de Loncopué, sobre la margen izquierda del río Agrio. Desde la mencionada localidad se puede llegar al yacimiento a través de la ruta provincial 32 hasta el arroyo Mulichinco y traspuesto éste por un camino vecinal y huellas mineras.

Según Danieli (1990), la mineralización está emplazada en la parte superior del Grupo Lotena (Jurásico medio – superior), que en esta Hoja se ha mapeado como Formación La Manga + Auquilco, a las que sobreyacen en discordancia erosiva depósitos continentales de la Formación Tordillo (Jurásico superior).

La Formación La Manga se encuentra representada en el sector por calizas laminares, calizas micríticas macizas y brechas calcáreas intraformacionales con espesores que oscilan entre los 5 a 15 metros. En las inmediaciones del yacimiento afloran cuerpos intrusivos pertenecientes al Grupo Molle (Paléogeno), conformado por lacolitos y pequeños *stocks*. Estas intrusiones generaron un

sistema hidrotermal que habría producido la removilización de la baritina existente, repositándola en vetas y/o rellenando diaclasas, e incorporando al mismo tiempo elementos metálicos y una cantidad apreciable de Fe. Como producto de ello, se observan reemplazos en las calizas, las que presentan bolsones de hematita.

El manto de baritina presenta una potencia de 0,80 a 1 m, localizado en la base de la secuencia carbonática. La continuidad lateral del banco se encuentra a veces interrumpida por perturbaciones tectónicas.

En la cantera y labores subterráneas puede observarse un plegamiento de las capas, el que por efecto compresivo formó un anticlinal buzante hacia el SE. Esta estructura se encuentra fallada en su charnela según el eje de plegamiento, presentando desplazamientos con componentes horizontales y verticales. Fallas transpresivas, diagonales al eje de plegamiento, produjeron por ajuste de bloques un acomodamiento general de la estructura. Asimismo se observa el desplazamiento de las capas carbonáticas, en el sentido del buzamiento del anticlinal, con deslizamientos sobre el nivel de baritina, el cual ha actuado como horizonte de despegue o corrimiento.

En este marco estructural, el manto de baritina se encuentra varias veces dislocado de su posición original, a lo que debe sumarse la removilización del mineral, y su precipitación como relleno de los espacios generados por fallas y fracturas. Como consecuencia de ello, se han originado “bolsones” de baritina en los cuales el mineral se presenta en agregados cristalinos con ejemplares de hasta 5 mm de longitud.

Estas acumulaciones de mineral presentan su máximo desarrollo en el núcleo del plegamiento, a lo largo de la falla que corre sobre el eje, observándose un marcado control estructural que condiciona la geometría y características de la mineralización.

Con el propósito de verificar la continuidad del manto mineralizado, se realizaron en la dirección del buzamiento tres sondeos con wagon-drill.

Se intersectó material calcáreo con restos de baritina aproximadamente a los 15 m de profundidad, el que correspondería a la porción superior del nivel de baritina. Se ha considerado que las posibilidades de continuidad del manto son mayores en dirección SSE de la cantera, apreciación que se basa en la presencia de niveles de calizas deslizadas sobre el piso mineralizado, en la dirección del buzamiento anticlinal. Este fenómeno podría producir un biselamiento progresivo del manto de baritina, o en

su defecto un brechamiento intenso con incorporación de baritina en determinados niveles carbonáticos. Esta última situación parece corresponder a la observada en los niveles de calizas aflorantes al SSE. En ellos se presenta calcita recristalizada rodeando cristales de baritina, en un arreglo textural con características de brecha en la cual la participación de la fracción carbonática es dominante (70% de CaCO_3 – 30% BaSO_4). De los análisis realizados a las muestras de cantera, éstas presentan las siguientes características:

Peso específico: 4,188 g/cc; Sulfato de bario: 90 %; Sulfato de estroncio: no detecta.

Mina Arroyo Nuevo

La mina Arroyo Nuevo, más conocida como Cura Mallín (nombre del paraje en que se localiza), constituye uno de los depósitos de baritina de mayor relevancia en la provincia, no sólo por el volumen de mineral aportado a la producción histórica de estas sustancias, sino además por la pureza y espesor del manto de baritina.

Al distrito minero de Cura Mallín se accede por la ruta provincial 43, camino a Andacollo, luego de trasponer la zona de Chacay Melehue, a la altura de la planta compresora de gas, desviándose al sudoeste unos 7 kilómetros. La mina, a la fecha sin actividad, tiene más de 12.000 m de labores subterráneos desarrollados en sistema de cámaras y pilares en diferentes sectores de explotación, denominados “La Vieja”, “Frente 5”, “Frente 1” y “Frente 3”.

En la zona del yacimiento se reconoce de piso a techo la siguiente secuencia estratigráfica:

- Lutitas negras con intercalaciones de bancos de tobas dacíticas
- Manto de baritina (2 a 4 m de potencia)
- Brecha con clastos de lutitas y matriz arcillosa
- Filón capa de pórfido dacítico
- Areniscas de grano fino con niveles conglomerádicos intercalados
- Areniscas de grano fino y areniscas tobáceas con intercalaciones de pizarras con fauna de *Nebroditis* sp. e *Idoceras* sp. (Kimmeridgiano inferior).

Un sistema enrejado de diques, con rumbos predominantes N-S y E-O, atraviesan la secuencia de rocas estratificadas y el manto de baritina. Varios intrusivos de composición andesítica, posteriores a la mineralización, se presentan en forma dispersa en el área del yacimiento.

La mineralización consiste en baritina como constituyente principal. Es compacta, de color blanco grisáceo, a veces cebrada con bandas de color pardo constituidas por baritina con calcita, cuarzo y limonita asociadas. La mena se presenta de manera uniforme en todo el depósito, con una densidad promedio que supera los 4,20 g/cc, observándose en algunos sectores venillas y disseminación de galena, pirita, calcopirita, cuarzo secundario y esfalerita. El manto, cuya potencia varía entre los 2 y 4 m, presenta un rumbo de N 70° E y un buzamiento de 20° al ESE.

Lajas de volcanitas

De acuerdo con los respectivos informes de impacto ambiental elaborados por CORMINE (1997-2000) para las canteras de lajas en el área de El Carrizo y Villa del Nahueve, el material que se extrae (Canteras 2477/97, 2473/97, 77/00, 96/00) corresponde a una secuencia de flujos piroclásticos de composición andesítica que en esta Hoja se atribuyen a la Formación Cerro Centinela de edad pliocena. Se pueden reconocer tres niveles de explotación. En la base hay un nivel de aspecto afanítico, color azul grisáceo claro con capas de espesores comprendidos entre 4 y 15 centímetros. Le sigue un segundo nivel con foliación muy marcada, compuesto por lajas de entre 1 y 6 cm, de tonalidades parduscas, con espesor medio del paquete de 3 a 4 metros. Por encima se encuentra un nivel de grano más grueso, de color gris oscuro, que se caracteriza por formas erosivas redondeadas, conformando los niveles superiores de la topografía.

Pórfidos

La explotación de pórfidos se realiza en las canteras (2414/97 y 2415/97) que se ubican en el departamento Minas, al oeste del río Nahueve, a unos 25 km de Andacollo. La unidad estratigráfica de la cual se extraen los pórfidos corresponde a la Formación Cerro Centinela. El mecanismo de explotación es por medio de barretas, con las que se extraen los bloques; los mismos son cargados en camión y llevados a Andacollo en donde son cortados. El espesor del nivel que se trabaja es variable entre 1 y 4 metros.

La cantera no ha sido cubicada, razón por la que no existe ningún tipo de referencia sobre reservas. La totalidad de los datos consignados fueron recabados del informe de impacto ambiental realizado por CORMINE (1997-2001).

Áridos

Las explotaciones de los áridos se realizan en canteras (1309/95, 1792/95, 1779/95) ubicadas en los depósitos de terrazas de los ríos Neuquén y Nahueve. La composición de los mismos corresponde a sedimentos de tamaño grava, arena y limo y escasos conglomerados. El material es utilizado en la industria de la construcción de la zona.

En el Cuadro Resumen de Indicios y Ocurrencias de Minerales se indican varias canteras, que en época de creciente son cubiertas por acumulaciones aluviales, las que quedan nuevamente disponibles para su explotación.

8. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

En la Hoja 3772-IV, ANDACOLLO existen numerosos puntos que pueden ser inventariados por su valor y representatividad para una posible utilización con diversos fines de acuerdo a su interés científico, didáctico o turístico.

8.1. COPAHUE-CAVIAHUE

El mismo reúne un alto grado de interés científico, didáctico y turístico en varios aspectos. En su carácter de localidad tipo de las Formaciones Hualcupén, Copahue y Las Termas, reviste marcado interés estratigráfico y paleovolcánico. Asimismo, en la sección occidental y en el límite con Chile se pueden observar el cráter activo y los cráteres alineados que se originaron en épocas históricas. Hacia el norte, la villa de Copahue posee aguas termales que son frecuentemente utilizadas por visitantes de todas las regiones para tratamientos de bañoterapia. En la villa de Cavihue se desarrolla un complejo turístico con una olla para deportes invernales y durante la actividad volcánica se desarrollan excursiones geológicas para su observación. Además, la laguna de Cavihue se ubica dentro de la antigua caldera que exhibe en sus paredes internas más de 300 metros de perfiles estratigráficos de rocas volcánicas y piroclásticas.

8.2. RISCOS BAYOS

Presentan un alto grado de interés científico y turístico, ya que los flujos ignimbríticos encauzados conforman curiosas geofomas de colores blanquecinos que han sido erosionados asemejándose a construcciones fortificadas antiguas muy similares a las villas de Ankara en Turquía.

8.3. CASCADA DEL AGRIO

Presenta un resalto de más de 60 m por donde se encajona el río Agrio. Tres coladas (basaltos de fondo de valle) de la Formación Copahue se disponen sobre un banco tobáceo que con una marcada erosión diferencial conforma el fondo del valle de la cascada.

8.4. CORDILLERA DEL VIENTO

Localidad tipo de las Formaciones Choiyoi y Andacollo y del Granito Huingancó, posee un alto grado de interés científico y económico-minero. El cerro La Corona (2.991 m) es el punto más alto de la región y meta de alcance para escaladores, además posee un alto grado de interés geomorfológico y estructural.

8.5. DISTRITO MINERO DE ANDACOLLO

Emplazado entre la cordillera del Viento y el río Neuquén, es significativo el interés económico por la explotación de las vetas auríferas y de interés histórico por la antigüedad de la actividad minera desarrollada a principios del siglo XIX por grupos de etnia mapuche a lo largo de la cordillera del Viento. En la actualidad posee alto interés minero para pirquineros “lavadores” de oro en los afluentes del río Neuquén. Esta región es el punto de reunión para los “veranadores” o criadores nómades que se instalan todos los años en el noroeste neuquino en busca de pastizales.

8.6. PUESTO LA LLAMADA

Al sur de El Cholar por la ruta 21, un desvío hacia el oeste atraviesa el campo volcánico del ce-

rrero La Llamada. Este sitio presenta escoriales, frentes con disyunción columnar, coladas lávicas superpuestas y paisaje de cráteres en pronunciados desniveles. Hacia el río Trocomán se visualiza la cordillera de Mandolegüe y los bloques inclinados de la cordillera Negra, la sierra de Trocomán y la cordillera de Reñileuvú. El sitio presenta alto interés geológico y paisajístico.

8.7. CHACAY MELEHUE

En este interesantísimo sitio, situado 27 km al oeste de Chos Malal, se encuentra excelentemente expuesto uno de los más clásicos perfiles del Jurásico andino (véanse Figura 3 y Fotos 3, 4 y 5). El mismo se desarrolla en el cierre austral de la estructura anticlinal de la cordillera del Viento, siendo surcado por el arroyo Chacay Melehue, afluente de río Curri Leuvú. Sobre un substrato correspondiente al Grupo Choiyoi se asienta en discordancia el Grupo Cuyo que se extiende desde el Pliensbachiano hasta el Calloviano inferior, estando integrado de base a techo por las Formaciones La Primavera (sedimentitas epiclásticas y piroclásticas), Los Molles (pelitas negras) y Tábanos (evaporitas). A continuación, en discordancia regional se acumularon durante el Calloviano medio al Oxfordiano sedimentitas del Grupo Lotena integradas por las Formaciones Lotena (epiclásticas) y el par La Manga + Auquilco (calizas y evaporitas). Tras la acción de la fase que determinó la Discordancia Araucánica se depositó el Grupo Mendoza, acumulándose en primer término los conglomerados, areniscas y tobas de la Formación Tordillo en el Kimmeridgiano que se visualizan a lo alto constituyendo el tramo superior del perfil en correspondencia el cerro Loma Baya (1.347 m), que constituye la máxima altura del sitio considerado.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Dr. José Luis Panza y a la Lic. Gabriela Anselmi por los consejos y las correcciones en la elaboración del texto. A los licenciados Liliana Gambandé, Malena Mastrichio, Diego Padva, Gabriel Candaosa, Liliana González y Diego Azcurra por su colaboración en la digitalización y el diseño de los gráficos. Al Lic. Luis Fauqué y la Lic. Andrea Gómez por el análisis crítico de los estudios geomorfológicos y la evaluación de la peligrosidad geológica.

BIBLIOGRAFÍA

- AGUIRRE URRETA, M. B., A. CONCHEYRO, M. LORENZO, E. G. OTTONE y P. F. RAWSON, 1999. Advances in the biostratigraphy of the Agrio Formation (Lower Cretaceous) of the Neuquén Basin, Argentina: ammonites, palynomorphs and calcareous nanofossils. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 150 : 33-47. Amsterdam.
- AGUIRRE URRETA, M. B. y P. F. RAWSON, 1997. The ammonite sequence in the Agrio Formation (Lower Cretaceous), Neuquén basin, Argentina. *Geological Magazine* 134 (4) : 449-458.
- AMOS, A. J., 1972. Las cuencas carbónicas y pérmicas de Argentina. Simposio Internacional, Sistema Carbónico-Pérmico América do Sul. *Anales de la Academia Brasileira de Ciências*, 44 (Supl.): 27-36. Río de Janeiro.
- ARREGUI, C., 1993. Análisis estratigráfico - paleoambiental de la Formación Tordillo en el subsuelo de la Cuenca Neuquina. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Nacional Exploración de Hidrocarburos, Actas 1 : 165-169. Buenos Aires.
- BACKLUND, H., 1923. Der Magmatische Anteil der Cordillera von Süd Mendoza. *Medd. Abo. Akad. Geologica Min. Inst., Abhandlugen*, 3. Stuttgart.
- BALDWIN, H. L., 1942. Nuevas observaciones sobre discordancias en Neuquén. *Boletín de Informaciones Petroleras* 19 (214) : 37-50. Buenos Aires.
- BARTON, M. y D. A. DELLAPÉ, 1993. Formación Tordillo. En: En: A. C. Riccardi y S.E. Damborenea. *Léxico estratigráfico de la Argentina*. Volumen 9: Jurásico. Asociación Geológica Argentina., Serie. B. n° 21 : 415. Buenos Aires.
- BERMÚDEZ, A. y D. DELPINO, 1989. La provincia basáltica andino - cuyana (35° - 37° L. S.). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44 (1-4) : 35-55. Buenos Aires.
- BRACCINI, I. O., 1964. Geología estructural de la zona cordillerana de Mendoza y Neuquén, República Argentina. Dirección General de Fabricaciones Militares, 14, Contribución N° 1103 (Informe inédito). Buenos Aires.
- BRODTKORB, M. K. de; V. A. RAMOS y S. AMETRANO, 1975. Los yacimientos estratoligados de celestina - baritina de la Formación Huitrín y su origen evaporítico, provincia del Neuquén, Argentina. 2° Congreso Latinoamericano de Geología Económica, Actas 2 : 143-168. Buenos Aires.
- BROUSSE, R. y A. PESCE, 1982. Cerro Domo: un volcán cuartario con posibilidades geotérmicas, provincia del Neuquén. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 4 : 197-208. Buenos Aires.
- BURCKHARDT, C., 1900. Coupe géologiques de la Cordillere entre Las Lajas et Curacautín.- *Anales Museo de La Plata, Sección Minería y Geología*. 3 : 1-102. La Plata.
- BURNS, W. y T. JORDAN, 1999. Extension in the Southern Andes as evidenced by an Oligo-Miocene age intrarc basin. Fourth ISAG, (Germany) : 115-118. Göttingen.
- CAMINOS, R., U. CORDANI y E. LINARES, 1979. Geología y geocronología de las rocas metamórficas y eruptivas de la Precordillera y Cordillera Frontal de Mendoza. 2° Congreso Geológico Chileno, Actas 1 (F): 43-61. Arica.
- CASERTANO, L., 1964. Some reflections on the fumarolic manifestations of the Los Copahues crater. *Bulletin of Volcanology*, 27 : 197-215. International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior, Heidelberg.
- CEMBRANO J., F. HERVÉ y A. LAVENU, 1996. The Liquiñe Ofqui fault zone: a long lived intraarc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, 259 : 55-66.
- CÓDIGO ARGENTINO DE ESTRATIGRAFÍA, 1993. Asociación Geológica Argentina, Serie B, 20 : 1-64. Buenos Aires.
- COIRA, B. y M. KOUKHARSKY, 1976. Efusividad Tardío-Hercínica en el borde oriental de la Cordillera Frontal, zona arroyo Tigre, provincia de Mendoza, República Argentina. 1° Congreso Geológico Chileno, Actas 2 (F): 105-124. Santiago.
- CORMINE SEP, 1997-2000. Informes de Impacto Ambiental. Cantera de Pórfido. Corporación Minera del Neuquén, Sociedad de Estado Provincial. (Informe inédito). Zapala.
- CHOTIN, P., 1975. Etude palinologique de lignites tertiaires du bassin d'Arauco-Concepcion (Chili). *Revista Española de Micropaleontología*. 7; 3, Páginas 549-565.
- DAMBORENEA, S. E., 1993a. Loteniano. En: A. C. Riccardi y S. E. Damborenea. *Léxico estratigráfico de la Argentina*. Volumen 9: Jurásico. Asociación Geológica Argentina., Serie. B, 21 : 251-253. Buenos Aires.
- DAMBORENEA, S. E., 1993b. Formación La Manga. En: A. C. Riccardi y S.E. Damborenea (Eds.): *Léxico estratigráfico de la Argentina*. Volumen 9: Jurásico. Asociación Geológica Argentina., Serie B, 21 : 212-214. Buenos Aires.
- DANIELI, J. C., 1990. Informe geológico (Mina La Araucana y zonas aledañas). Dirección General de Minería de la provincia del Neuquén. Zapala (Informe inédito).

- DANIELI, J. C., A. M. CASÉ y M. A. DEZA, 1999. El distrito minero de Andacollo, Neuquén. En: E. O. Zappettini (Ed.): Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR, Anales 35 : 1349-1364, Buenos Aires.
- DE FERRARÍS, C., 1968. El Cretácico del norte de la Patagonia. 3° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1 : 121-144. Buenos Aires.
- DE LA CRUZ, R. y M. SUÁREZ, 1997. El Jurásico de la cuenca de Neuquén en Lonquimay, Chile; Formación Nacientes del Bío Bío (38°-39°). Revista Geológica de Chile, 24 (1) : 3-24. Santiago de Chile.
- DELPINO, D. y A. BERMUDEZ, 1983. La actividad del volcán Copahue durante 1992. Erupción con emisiones de azufre piroclásico. 12° Congreso Geológico Argentino. Actas 4 : 292-301 Mendoza.
- DELPINO, D. y M. A. DEZA, 1995. Mapa geológico y de recursos minerales de la Provincia del Neuquén, República Argentina. Escala 1: 500.000. dirección Nacional del Servicio Geológico Neuquino y SEGEMAR. Editores GEOS, Buenos Aires.
- DELLAPÉ, D. A., C. MOMBRÚ, G. PANDO, A. C. RICCARDI, M. A. ULIANA y G. E. G. 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 Centenario Museo La Plata, 5 : 81-105. La Plata.
- DELLAPÉ, D. A. y G. A. PANDO, 1978. Cuenca Geotérmica de Copahue, Informe 524. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. (Informe inédito). Buenos Aires.
- DELLAPÉ, D. A., G. PANDO, M. A. ULIANA y E. A. MUSACCHIO, 1978. Foraminíferos y ostrácodos del Jurásico en las inmediaciones del arroyo Picún Leufú y la ruta 40 (Provincia del Neuquén, Argentina) con algunas consideraciones sobre la estratigrafía de la Formación Lotena. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 2 : 489-507. Buenos Aires.
- DESSANTI, R. N., 1972. Andes Patagónicos Septentrionales. En: A. F. Leanza (Ed.): Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias : 655-687. Córdoba.
- DIGREGORIO, J. H., 1965. Informe preliminar sobre la ubicación estratigráfica de los Estratos Marinos Subyacentes en la Cuenca Neuquina. Acta Geológica Lilloana 7 : 119-146. (2° Jornadas Geológicas Argentinas). San Miguel de Tucumán.
- DIGREGORIO, J. H., 1972. Neuquén. En A. F. Leanza (Ed.): Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias : 439-506. Córdoba.
- DIGREGORIO, J. H. y M. A. ULIANA, 1975. Plano geológico de la provincia del Neuquén, escala 1 : 500.000. 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica., Actas 4 : 69-93, 1 mapa. Buenos Aires.
- DIGREGORIO, J. H. y M. A. ULIANA, 1980. Cuenca Neuquina. En: J. C. M. Turner (Ed.): Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias 2 : 985-1032. Córdoba
- DRAKE, R. E. 1976. The chronology of Cenozoic igneous and tectonic events in the Central Chilean Andes, Latitudes 35°30' to 36°00' S. Journal Volcanology Geotherm Resources, 1 (1) : 265-284.
- ENRIONE, A. y P. VILLARROEL, 1962. Geología del área de la central hidroeléctrica El Toro, provincia de Ñuble. Memoria de Título, Universidad de Chile, Departamento de Geología, págs.1- 74. Santiago de Chile.
- ESCOSTEGUY, L. D., S. GEUNA y L. FAUQUÉ, 1999. La avalancha de rocas del Moncol, Cordillera Principal, Neuquén. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 2, 67-70. Salta.
- FERNÁNDEZ, A., 1943. La serie Jurásica de la parte central y meridional de la sierra de Chacai-Co y sus relaciones con los terrenos que la soportan. Museo de La Plata, Tesis Doctoral n° 6 : 1-103. La Plata.
- FLINT, R. F. y F. FIDALGO, 1963. Geología glacial de la zona de borde entre los paralelos 39° 10' y 41°20' de latitud sur en la Cordillera de los Andes. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 93. Buenos Aires.
- FLINT, R. F. y F. FIDALGO, 1969. *Drift* glacial al este de los Andes entre Bariloche y Esquel. Instituto Nacional de Geología y Minería, Boletín 93 : 1-35. Buenos Aires.
- FOLGUERA, A., 1995. Análisis estructural del volcán Copahue. Trabajo Final de Licenciatura. F.C.E.y N., U.B.A. (Informe inédito). 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) : 1-67. Buenos Aires.
- FRANCHINI, M., 1992. Las rocas intrusivas del cerro Caicayén, provincia del Neuquén y su relación con las manifestaciones de hierro en *skarns*. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 47 (4) : 399-408.
- FREYTES, E., 1969. Estratigrafía y relaciones de contacto de los afloramientos del Grupo Choiyoi (Serie Porfírica) en el sur de mendoza, norte de Neuquén y oeste de La Pampa. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales (Informe inédito). Buenos Aires.
- GALLI, C. A., 1969. Descripción geológica de la Hoja 35a, Aluminé. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 108 : 1-49. Buenos Aires.

- 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, Actas 10 : 122-170. Córdoba.
- GILL, J., 1981. Orogenic andesites and plate tectonics. Springer Verlag, págs. 1-401. Berlin.
- GINGINS, M. O. y J. C. DANIELI, 1978. Informe geológico del Manto Fortuna. Dirección General de Minería del Neuquén. (Informe Inédito). Zapala.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E. F., L. FAUQUÉ, A. D. GIACCARDI y C. H. COSTA, en prensa. El origen de las lagunas de Varva Co Campos y Varva Co Tapia, en el extremo norte del Neuquén (Argentina): su relación con avalanchas de rocas. Revista de la Asociación Geológica Argentina.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E. F., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 31 d, La Matancilla, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires 1979.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E. F. y F. NULLO, 1980. Cordillera Neuquina. En: J. C. M. Turner (Ed.): Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias 2 : 1099-1147. Córdoba.
- GONZÁLEZ FERRÁN, O. y M. VERGARA, 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud sur. Universidad de Chile, Instituto de Geología, Publicaciones 24 : 1-119. Santiago de Chile.
- GORROÑO, R., R. PASCUAL y R. POMBO, 1979. Hallazgo de mamíferos eógenos al sur de Mendoza. Su implicancia en las dataciones de los "Rodados Lustrados" y del primer episodio orogénico del Terciario en esa región. 7° Congreso Geológico Argentino. Actas 2 : 475-487. Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1916. Informe sobre las causas que han producido las crecientes del río Colorado (Territorios del Neuquén y La Pampa) en 1914. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Boletín N° 11 (Serie B, Geología) : 1-29. 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., 1920a. Estudio Geológico de las Termas de Copahue. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología – Boletín 3, Serie F (Informes Preliminares y Comunicaciones) : 5-12. Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1920b. Mutación del *Divortium Aquarum* del norte del Neuquén en el Plioceno superior. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Boletín 1, Serie F (Informes preliminares y comunicaciones) : 5-17. Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1921. Vestigios de un yacimiento petrolífero en Pilun – Challa (Territorio del Neuquén). Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Boletín 4, Serie F (Informes preliminares y comunicaciones) : 39-42 Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección Nacional de Geología y Minería., Publicación 158 : 1-110. Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1937. Descripción Geológica de la Hoja 30 c (Puntilla de Huincán), provincia de Mendoza. Inf. Inéd., Direc. Nac. Geol. Minería.
- GROEBER, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70° 1. Hoja Chos Malal. Revista de la Sociedad Geológica Argentina, 1 (3) : 177-208. Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1947. Observaciones geológicas a lo largo del Meridiano 70°. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huar Huar Co y parte de Epu Lauquen. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2 (4) : 347-408. Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29° 30' Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino. Rivadavia, Ciencias. Geológicas, 1 (5) : 235-252. Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1954. La Serie Andesítica Patagónica, sus relaciones, posición y edad. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 9 (1) : 39-47. Buenos Aires.
- GROEBER, P., P. N. STIPANICIC y A. MINGRAMM, 1953. Jurásico. En: Groeber, P. : Mesozoico. Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios geográficos. (GAEA) 2 (1) : 143-347. Buenos Aires.
- GULISANO, C. A., 1981. El ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3 : 579 - 592. Buenos Aires.
- GULISANO, C. A., 1985. Análisis estratigráfico y sedimentológico de la Formación Tordillo en el oeste de la provincia del Neuquén, Cuenca Neuquina, Argentina. Tesis Doctoral Universidad de Buenos Aires (Informe inédito). Buenos Aires.
- GULISANO, C. A. y S. E. DAMBORENEA, 1993. Formación Auquinco. En: A. C. Riccardi y S. E. Damborenea (Eds.): Léxico estratigráfico de la Argentina. Volumen 9: Jurásico. Asociación Geológica Argentina, Serie B, 21 : 56-58. Buenos Aires.
- GULISANO, C. A., A. GUTIÉRREZ PLEIMLING y R. DIGREGORIO, 1984. Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano - Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta - Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia del Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1 : 221-235. Buenos Aires.

- GULISANO, C. A. y A. GUTIÉRREZ PLEIMLING, 1995. Field guide: The Jurassic of the Neuquén Basin. a) Neuquén province. Asociación Geológica Argentina, Serie E, 2 : 1-111. Buenos Aires.
- GUTIÉRREZ, F. J. y H. ALBORNOZ, 1987. Evaluación y Prospección de Mina Sofía. Centro de Exploración Patagonia Norte. Subsecretaría de Minería (Informe inédito). General Roca.
- GUTIÉRREZ PLEIMLING, A. y S. MINITTI, 1985. Reconocimiento geológico de las nacientes del río Lileo, (Departamento Minas), provincia del Neuquén. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (Informe inédito). Buenos Aires.
- GULISANO, C. A. y G. PANDO, 1981. Estratigrafía y facies de los depósitos jurásicos entre Piedra del Aguila y Sañicó, Departamento Collón Curá, provincia del Neuquén. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3 : 553-592. Buenos Aires.
- HAYASE, K. y A. BENGOCHEA, 1975. Consideraciones sobre la génesis de algunos yacimientos de baritina - celestina, provincia del Neuquén; República Argentina. 2° Congreso Latinoamericano de Geología Económica, Actas 2 : 295-314. Buenos Aires.
- HEIKEN, G. y K. WOHLTZ, 1991. Fragmentation processes in explosive volcanic eruptions. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 45 : 19-26.
- HEMMER, A. 1935. Informe geológico sobre el Terciario con esquistos bituminosos en la región del curso superior del río Queuco, provincia del Bío Bío, departamento de La Laja. Boletín de Minas y Petróleo, 5 (48) : 311-328. Santiago de Chile.
- HERRERODUCLOUX, A., 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extrandino. Boletín de Informaciones Petroleras, 23 (226) : 1-39. Buenos Aires.
- HERRERODUCLOUX, A. y A. F. LEANZA, 1943. Sobre los ammonites de la "Lotena Formation" y su significación geológica. Notas Museo de La Plata 8 (54) : 281-304. La Plata.
- INGEIS, 1994. Informe sobre datación Carbono 14. Turba. Remitente L. Fauqué (Informe inédito). Buenos Aires.
- JICA (Japan International Cooperation Agency), 1992. Interim report on the northern Neuquén geothermal development project. Japan International Cooperation Agency, Tokio y Ente Provincial de Energía de la Provincia del Neuquén (Informe inédito). Neuquén.
- JORDAN, T., W. BURNS, R. VEIGA, F. PANGARO, P. COPELAND, S. KELLEY y C. MPODOZIS, en prensa. Extension and basin formation in the Southern Andes caused by increased convergence rate: A Mid-Cenozoic trigger for the Andes. Submitted to Tectonics.
- KURTZ, A., S. KAY, R. CHARRIER y E. FARRAR, 1997. Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34° - 35° S). Revista Geológica de Chile, 24 (1) : 75-90. Santiago de Chile.
- LAMBERT, L. R., 1946. Contribución al conocimiento de la sierra de Chacay-Có (Neuquén). Revista de la Sociedad Geológica Argentina 1 (4) : 231-252. Buenos Aires.
- LAMBERT, L. R., 1956. Descripción geológica de la Hoja 35 b, Zapala, Territorio Nacional del Neuquén. Dirección Nacional Geología y Minera, Boletín 83 : 1-93. Buenos Aires.
- LEANZA, A. F., 1942. Los pelecípodos del Lías de Piedra Pintada. Revista Museo de La Plata 2 : 143-206. La Plata.
- LEANZA, A. F., 1944. Las apófisis yugales de *Holcostephanus*. Notas Museo La Plata, (9) 62 : 13-22. La Plata.
- LEANZA, A. F., 1945. Braquiópodos carboníferos de la Quebrada de la Herradura al NE de Jáchal, San Juan. Notas del Museo de La Plata, Sección Paleontología, 10 (86). La Plata.
- LEANZA, A. F., 1957. Acerca de la existencia de *Simbirskites* en el Neocomiano argentino. Revista de la Asociación Geológica Argentina 12 (1) : 5-17. Buenos Aires.
- LEANZA, A. F. y W. ZÖLLNER, 1949. Acerca de la edad del Yeso Principal y su composición litológica. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 4 (1) : 25-35. Buenos Aires.
- LEANZA, H. A., 1972. *Acantholissonia*, nuevo género de ammonites del Valanginiano de Neuquén, Argentina, y su posición estratigráfica. Revista de la Asociación Geológica Argentina 17 (4) : 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 : 1-49. München.
- LEANZA, H. A., 1981a. The Jurassic/Cretaceous boundary beds in west central Argentina and their ammonite zones. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen 161 : 62-92. Stuttgart.
- LEANZA, H. A., 1981b. Faunas de ammonites del Jurásico superior y Cretácico inferior de América del Sur, con especial consideración de la Argentina. En: W. Volkheimer y E. A. Musacchio (Eds.): Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, 2 : 559-597. Buenos Aires.

- LEANZA, H. A., 1992. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los Movimientos Intermálicos 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., M. K BRODTKORB y M. BARBIERI, 1990. Yacimientos baríticos vinculados con la Formación Tábanos (Jurásico) en el área de Loncopué, provincia del Neuquén. 3° Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 1: 163-168. San Juan.
- LEANZA, H. A. y C. A. HUGO, 1978. 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 : 1-135. Buenos Aires.
- LEANZA, H. A., C. A. HUGO y D. REPOL, 2001. Hoja Geológica 3969-I- Zapala, provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Naturales. SEGEMAR, Boletín 275 : 1-128. 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., W. VOLKHEIMER, C. A. HUGO, D. L. MELENDI y E. I. ROVERE, 2002. Lutitas negras lacustres cercanas al límite Paleógeno - Neógeno en la región noroccidental de la provincia del Neuquén: Evidencias palinológicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57 (3) : 280-288. Buenos Aires.
- LEANZA, H. A. y WIEDMANN, J., 1980. Ammoniten des Valangin und Hauterive (Unterkreide) von Neuquén und Mendoza, Argentinien. *Eclogae Geologiae Helvetiae* 73 (3) : 941-981. Basel.
- LEGARRETA, L. y C. GULISANO, 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior - Terciario inferior), Argentina. En: G. A. Chebli y L. A. Spalletti (Eds.): *Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica* 6 : 221-243. San Miguel de Tucumán.
- LEGARRETA, L. y M. A. ULIANA, 1991. Jurassic/Cretaceous marine oscillations and geometry of a back-arc basin fill, central Argentine Andes. En: D. I. Mc Donald (Ed.): *Sedimentation, Tectonics and Eustasy*. I.A.S. Special Publication 12 : 429-450. London.
- LINARES, E. y R. GONZALEZ, 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957-1987. Asociación Geológica Argentina. Asociación Geológica Argentina., Serie. B, 19 : 1-628. Buenos Aires.
- LINARES, E. y H. A. OSTERA, 1995. Cronología K-Ar del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue. Estudio preliminar. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4) : 27-28. Buenos Aires.
- LINARES, E., H. A. OSTERA y L. MAS, 1999. Cronología Potasio-Argón del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue». *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54.(3) : 240-247. Buenos Aires.
- LINARES, E., H. A. OSTERA y M. C. CAGNONI, 2001. Sr isotopes at Copahue volcanic center, Neuquen, Argentina: preliminary report. 3° South American Symposium on Isotope Geology. CD-ROM Edition, Sociedad Geológica de Chile, págs. 313-316. Santiago.
- 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., 1999. Las rocas ígneas gondwánicas. En: *Geología Argentina. SEGEMAR, Anales* 29 (14): 349-376. Buenos Aires.
- LLAMBIAS, E. J., C. DANDERFER, M. H. PALACIOS y N. BROGIONI, 1979. Las rocas ígneas cenozoicas del volcán Domuyo y áreas adyacentes. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 553-568. Buenos Aires.
- LLAMBÍAS, E. J. y L. MALVICINI, 1978. Geología, petrología y metalogénesis del área de Collipilli, provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 33 : 257-276. Buenos Aires.
- LLAMBÍAS, E. J. y C. W. RAPELA, 1987. Las vulcanitas de Collipilli y sus relaciones con las provincias volcánicas del Terciario inferior de Neuquén, Mendoza y Patagonia. 10° Congreso Geológico Argentino, Simposio de Vulcanismo Andino, Actas 4 : 249-251. Tucumán.
- LLAMBÍAS, E. J. y C. W. RAPELA, 1989. Las vulcanitas de Collipilli, Neuquén y sus relaciones con otras unidades Paleógenas de Cordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44 (1-4) : 224-236. Buenos Aires.
- MAGSA, 2001. Proyecto Andacollo. Minera Andacollo Gold SA, 125 págs. (Informe inédito). Zapala.
- MANCEDA, R. y D. FIGUEROA, 1993. La inversión del *rift* mesozoico en la faja fallada y plegada de Malargüe, provincia de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3 : 219-232. Mendoza.

- MANCEDA, R. y D. FIGUEROA, 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén rift in the Malargüe fold thrust belt, Mendoza, Argentina. En: A. J. Tankard, R. Suárez Soruco y H. J. Welsink (Eds.): *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62 : 369-382, Boulder.
- MARCHESE, H. G., 1971. Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, provincia de Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 26 (3) : 343-410. Buenos Aires.
- MARSHALL, L.G, P. SALINAS y M. SUÁREZ, 1990. *Astrapotherium* sp. (Mammalia, Astrapotheriidae) from Miocene strata along the Quepuca river, Central Chile. Nota paleontológica. *Revista Geológica de Chile*, 17 : 57-88.
- MARTÍ, J. y V. ARAÑA, 1993. La volcanología actual. Consejo Superior de Investigaciones Científicas de España (CSIC), 582 págs. Madrid.
- MAZZONI, M. M. y A. BENVENUTO, A., 1990. Radiometric ages of Tertiary ignimbrites and the Collón Cura Formation, northwestern Patagonia. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas 1 : 181-184. San Juan.
- MAZZONI, M. M., D. LICITRA y J. M. MAZZONI, 1998. Depósitos de flujos piroclásticos de intracaldera, Lago Caviahue, provincia del Neuquén. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2 : 230. Buenos Aires.
- MÉNDEZ, V, J. C. M. ZANETTINI y E. O. ZAPPETTINI, 1995. Geología y metalogénesis del Orógeno Andino Central, República Argentina. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 23 : 1-190. Buenos Aires.
- MINGRAMM, A. R. G., 1948. Estudio Geológico de la zona comprendida entre Ñorquín y Trelav Tue, Departamento de Ñorquín, Territorio Nacional del Neuquén. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba. (Informe inédito). Córdoba.
- MITCHUM, R. M. y M. A. ULIANA, 1985. Seismic stratigraphy of carbonate depositional sequences. Upper Jurassic/Lower Cretaceous. Neuquén Basin, Argentina. En: B. R. Berg y D. G. Woolverton (Eds.): *Seismic Stratigraphy, II. An integrated approach to hydrocarbon analysis*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 39 : 255-274. Tulsa.
- MORENO H., S. LOHMAR, L. LÓPEZ-ESCOBAR y M. PETIT-BREUILH, 2000. Contribución a la evolución geológica, geoquímica e impacto ambiental del Volcán Antuco (Andes del Sur, 37° 25'S). 9° Congreso Geológico Chileno, Actas 2 : 44-48. Puerto Varas.
- MUÑOZ, H. y J. NIEMEYER, 1984. Petrología de la Formación Trapa Trapa y consideraciones acerca del volcanismo Mioceno entre los 36° y 39° lat. S (Cordillera Principal). *Revista Geológica de Chile*, 23 : 53-67.
- MUTTI, E., C. A. GULISANO y L. LEGARRETA, 1994. Anomalous systems tracts stacking patterns within 3° order depositional sequences (Jurassic-Cretaceous back-arc Neuquén Basin, Argentine Andes). H. W. Posamentier & E. Mutti (Eds.): *Second High Resolution Sequence Stratigraphy Conference*, Abstracts 137-143. Trempt. España.
- NEWHALL C. y D. DZURISIN, 1988. Historical unrest at large calderas of the world. U. S. Geological Survey, Bulletin 1855 (2) : 1-1108. Washington D.C.
- NIEMEYER, H. y J. MUÑOZ, 1983. Geología de la Hoja Laguna de la Laja, región del Bío Bío, Escala 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, Carta 57 : 1-52. Santiago.
- OSORIO, R. y S. ELGUETA, 1990. Evolución paleobatimétrica de la cuenca Labranza documentada por foraminíferos. 2° Simposio sobre el Terciario de Chile, Actas: 225-233. Concepción.
- PANDO, G. A., S. G. DEL VÓ, G. LAFFITTE y M. ARREGUI, 1984. Posibilidades oleogénicas, migración y entrapamiento en las sedimentitas jurásicas (Lías - Dogger) de la región centro - meridional de la Cuenca Neuquina. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 7 : 52-67. Buenos Aires.
- PARDO CASAS, F. y P. MOLNAR, 1987. Relative motion of the Nazca (Farellón) and South American plates since Late Cretaceous times. *Tectonics* (6): 233-248.
- PEREZ RUEDI, S., 1968. Informe sobre un reconocimiento geológico efectuado en el área comprendida entre el río Reñileuvú, río Trocomán y límite con la República de Chile (Departamento de Ñorquín, provincia del Neuquén). Yacimientos Carboníferos Fiscales, Informe 942 (Informe inédito). Buenos Aires.
- PESCE, A., 1981. Estratigrafía de las nacientes del río Nahueve y Neuquén, provincia del Neuquén. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3 : 139-155. San Luis.
- PESCE, A., 1987. Evolución vulcano-tectónica del complejo efusivo Copahue – Caviahue y su modelo geotérmico preliminar. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1 : 246-248. San Miguel de Tucumán.
- PESCE, A., 1989. Evolución volcánico – tectónica del Complejo Efusivo Copahue – Caviahue y su modelo geotérmico preliminar. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44 (1-4) : 307- 327.

- POLANCO, E., J. A. NARANJO, S. YOUNG y H. MORENO, 2000. Volcanismo explosivo Holoceno en la Cuenca del Alto Bío Bío, Andes del Sur (37° 45' - 38° 30'). 9° Congreso Geológico Chileno, Actas 2 : 59-61. Puerto Varas.
- RAMOS, V. A., 1978. Estructura. En: Geología y Recursos Naturales del Neuquén. 7° Congreso Geológico Argentino, Relatorio : 99-118. Buenos Aires.
- RAMOS, V. A., 1981. Descripción geológica de la Hoja 33c, Los Chihuidos Norte provincia del Neuquén, Servicio Geológico Nacional, Boletín 182, 1-103, Buenos Aires.
- RAMOS V. A., 1989. Southern South America: An active margin for the past 700 My. 28th International Geological Congress, Abstracts 2 : 664. Washington.
- RAMOS V. A., 1998. Estructura del sector occidental de la Faja Plegada y Corrida del Agrio, Cuenca Neuquina, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2 : 105-110.
- RAMOS V. A. y M. BARBIERI, 1989. El volcanismo Cenozoico de Huantraicó: edad y relaciones isotópicas iniciales, provincia de Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 43 (2) : 210-223. Buenos Aires.
- RAMOS, V. A., D. DALLMEYER y G. I. VUJOVICH, 1998. Time constraints on the Early Paleozoic docking of the Precordillera, Central Argentina. En: R. Pankhurst y C. W. Rapela (Eds.): The Protoandean Margin of Gondwana, Geological Society of America, Special Publication, 142 : 143-158. London.
- RAMOS, V. A., M. ESCAYOLA, D. MUTTI y G. I. VUJOVICH (en prensa). Proterozoic-early Paleozoic ophiolites in the Andean basement of Southern South America. En: Y. Dilek y E. Moores (Eds.): Ophiolites and oceanic crust new insights from field studies and ocean drilling program. Memoir of the Geological Society of America.
- RAMOS, V. A. y A. FOLGUERA, 1999. Extensión Cenozoica en la Cordillera Neuquina. 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas 2 : 661-664. Buenos Aires.
- RAPELA, C. W. y E. J. LLAMBIAS, 1984. Evolución magmática y relaciones generales de los complejos eruptivos de La Esperanza, Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 40 : 4-25. Buenos Aires.
- RAPELA C. W. y E. J. LLAMBIAS, 1985. La secuencia andesítica terciaria de Andacollo, Neuquén, Argentina. 4° Congreso Geológico Chileno, Actas 3 (4) : 458-488. Antofagasta.
- RICCARDI, A. C., 1993. Formación Los Molles. En: A. C. Riccardi y S. E. Damborenea (Eds.): Léxico estratigráfico de la Argentina. Volumen 9: Jurásico. Asociación Geológica Argentina, Serie B, 21 : 239-243. Buenos Aires.
- RICCARDI, A. C. y S. E. DAMBORENEA (Eds.), 1993. Léxico Estratigráfico de la Argentina. Volumen 9: Jurásico. Asociación Geológica Argentina, Serie B. n° 21. Buenos Aires.
- RICCARDI, A. C. y C. GULISANO, 1993. Unidades limitadas por discontinuidades: su aplicación al Jurásico Andino. Revista de la Asociación Geológica Argentina 45 (3-4) : 346-364. Buenos Aires.
- RICCARDI, A. C. y G. E. G. WESTERMANN, 1991a. Middle Jurassic ammonoid fauna and biochronology of the Argentine-Chilean Andes. Part 3. Bajocian - Callovian Eurycephalitinae, Stephanocerataceae. Palaeontographica A 216 (4-6) : 111-145. Stuttgart.
- RICCARDI, A. C. y G. E. G. WESTERMANN, 1991b. Middle Jurassic ammonoid fauna and biochronology of the Argentine-Chilean Andes. Part 4. Bathonian-Callovian Reineckeidae. Palaeontographica A 216 (4-6) : 111-145. Stuttgart.
- RICCARDI, A. C., G. E. G. WESTERMANN y S. E. DAMBORENEA, 1990. Middle Jurassic of South America and Antarctic Peninsula. G. E. G. Westermann y A. C. Riccardi (Eds.): Jurassic taxa ranges and correlation charts for the Circum Pacific. 3. South America and Antarctic Peninsula. Newsletter on Stratigraphy. Stuttgart.
- RICCARDI, A. C., G. E. G. WESTERMANN y S. ELMI, 1988. Zonas de ammonites del Bathoniano - Calloviano inferior de los Andes Argentino-Chilenos. 5° Congreso Geológico Chileno, Actas 2 (C) : 415-425. Santiago de Chile.
- ROLLERI, E. y P. CRIADO ROQUE, 1968. La cuenca triásica del norte de Mendoza. Actas 3° Jornadas Geológicas de Argentina 1, p. 53-58.
- ROTH, S., 1899. Aviso preliminar sobre mamíferos mesozoicos encontrados en Patagonia. Revista del Museo de La Plata, 9 : 381-388. La Plata.
- ROVERE, E. I., 1993a. Geochemical variations in Pliocene Pleistocene volcanics, South Andes, (37° to 37° 15' S - 71° W). International Associations of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior, General Assembly, Abstracts. p. 93, Canberra.
- ROVERE, E. I., 1993b. K-Ar ages of magmatic rocks and geochemical variations of volcanics from South Andes (37° to 37° 15' S-71° W). The Volcanological Society of Japan, Expanded Abstracts, 2 : p.107. Tokio.

- ROVERE, E. I., 1998. Volcanismo Jurásico, Paleógeno y Neógeno en el noroeste del Neuquén, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 1 : 144-149. Buenos Aires.
- ROVERE, E. I. y A. CASELLI, 1992. Prequaternary volcanic center in S. V. Z. Andes, Northwest Neuquén, Argentina, South America. 29° International Geological Congress, Abstracts, 2 : 561. Kyoto.
- ROVERE, E. I. y L. CASTRO, 1995. Estudio Preliminar de la Granodiorita Cerro Columpios. 5° Congreso de Geología Económica, Actas 1 : 357-360, San Juan.
- ROVERE, E. I., L. FAUQUE y A. GOMEZ, 2000. Quaternary Evolution in the region of Copahue Volcano, Neuquén, Argentina. 31° International Geological Congress, Volcanism and Associated Regimes. Expanded Abstracts. CD ROM 0608047. Rio de Janeiro.
- ROVERE, E. I., I. KANEOKA y K. NAGAO, 1993. K-ages of the Guañacos Volcano, a basaltic volcano of the Southern Andes (37° 15' S - 71° W). Japan Earth and Planetary Sciences Joint Meeting, Abstracts, 307 : G31-Q26. Tokio.
- ROVERE, E. I. y C. RISSO, 2001. Eruption of Copahue Volcano, Argentina: problems in the management of a volcanic crisis in a tourist area. IAVCEI Symposium, Cities on Volcanoes 2, Abstracts : p. 126. Auckland.
- ROVERE, E. I. y E. ROSSELLO, 2001. Evolución geológica durante el Mioceno en la región del cerro Columpios, al sur de los 37° Lat. Sur, Andes Neuquinos, Argentina. 11° Congreso Latinoamericano de Geología, Resúmenes Expandidos CD ROM n° 262, 6 págs. Montevideo.
- SARRIS, M., 1964. Informe geológico de la zona del río Palao, departamento Minas, provincia del Neuquén. Yacimientos Carboníferos Fiscales. Carpeta 907 (Informe inédito). Buenos Aires.
- SCHILLER, W., 1912. La alta cordillera de San Juan y Mendoza y parte. Anales Ministerio de Agricultura, Sección Geología y Mineralogía. 7 (5) : 1-68. Buenos Aires.
- SCHWARZ, E., 1999. Facies sedimentarias y modelo depositacional de la Formación Mulichinco (Valanginiano). Cuenca Neuquina Septentrional. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología, 6 (1-2) : 37-59. Buenos Aires.
- SERRANO, L., 1975. Prospección minera de la región de la cordillera del Bío Bío. Instituto de Geología de Chile, págs. 1 - 49. (Informe inédito). Santiago.
- SOMOZA, R., 1998. Updated Nazca (Farallon) - South America relative motions during the last 40 million years. Implications for mountain building in the central andean region. Journal of South American Earth Sciences, 11 : 211-215.
- SOTO, A., R. A. VELO y J. C. M. ZANETTINI, 1969. Zona Los Maitenes - El Salvaje, provincia del Neuquén. Plan Cordillerano Centro, DGF.M. (Informe inédito). Mendoza.
- STERN, C., 1989. Pliocene to present migration of the volcanic front, Andean Southern Volcanic Zone. Revista Geológica de Chile, 16 (2) : 145-162. Santiago de Chile.
- STIPANICIC, P. N., 1951. Sobre la presencia del Oxfordense superior en el arroyo de La Manga. Revista de la Asociación Geológica Argentina 6 (4) : 213-239. Buenos Aires.
- STIPANICIC, P. N., 1966. 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., F. RODRIGO, O. BAULIES y C. MARTÍNEZ, 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina 23 (2) : 67-98. Buenos Aires.
- STIPANICIC, P. N., G. E. G. WESTERMANN y A. C. RICCARDI, 1976. The Indo-pacific ammonite genus *Mayaites* in the Oxfordian of the southern Andes. Ameghiniana 12 (4) : 281-305. Buenos Aires.
- STOLL, W. C., 1957. Geología y depósitos minerales de Andacollo, provincia de Neuquén. Dirección Nacional de Minería, Anales 6 : 1-35. 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, Actas 1 : 266-270.
- SUÁREZ, M. y C. EMPARÁN, 1995. The stratigraphy, geochronology and paleophysiography of a Miocene fresh water interarc basin, southern Chile. Journal of South American Earth Sciences, 8 : 17-31.
- SUÁREZ, M. y C. EMPARÁN, 1997. Hoja Curacautín, Regiones de la Araucanía y del Bío Bío, escala 1 : 250.000, Carta Geológica de Chile, n° 71 : 1-105. Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, Santiago.
- SUÁREZ, M., C. EMPARÁN y R. DE LA CRUZ, 1988. Lavas submarinas, rocas piroclásticas y turbiditas jurásicas en los Andes de Lonquimay (Latitud. 38° - 39° S). Volumen Especial Resúmenes 5° Congreso Geológico Chileno, Comunicaciones n° 39, p. 39. Santiago.

- TURNER, J. C. M., 1965. Estratigrafía de la comarca de Junín de los Andes. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 44 : 5-51. Córdoba.
- TURNER, J. C. M. y L. A. CAZAU, 1978. Estratigrafía del Prejurásico. En: Geología y recursos naturales del Neuquén. 7° Congreso Geológico Argentino, Relatorio : 25-36. Buenos Aires.
- ULIANA, M. A., 1978. Estratigrafía del Terciario. En: Geología y recursos naturales del Neuquén. 7° Congreso Geológico Argentino, Relatorio : 67-83. Buenos Aires.
- ULIANA, M. A., D. A. DELLAPÉ y G. A. PANDO, 1975. Distribución y génesis de las sedimentitas Rayosianas (Cretácico inferior de las Provincias de Neuquén y Mendoza). 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 1 : 151-176. Buenos Aires.
- ULIANA, M. A., D. A. DELLAPÉ y G. A. PANDO, 1977. Análisis estratigráfico y evaluación del potencial petrolífero de las Formaciones Mulichinco, Chachao y Agrio. Cretácico inferior de las provincias de Neuquén y Mendoza. Revista Petrotecnia 2, 3. Buenos Aires.
- ULIANA, M. A. y L. LEGARRETA, 1993. Hydrocarbons habitat in a Triassic to Cretaceous sub-andean setting: Neuquén Basin, Argentina. Journal of Petroleum Geology, 16 (4) : 397-420. Houston.
- VATTUONE, M. E., C. O. LATORRE, T. MONTENEGRO, S. LAGORIO, A. M. FAZIO y P. MIRETZKY, 1998. Caracterización geoquímica de volcanitas cretácicas afectadas por metamorfismo de bajo grado en Moquehue y Aluminé entre los 38° y 40° LS, Neuquén. 12° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Argentino de Geología Económica, Actas 2 : 191-196. Buenos Aires.
- VEIGA, R., A. GUTIÉRREZ PLEIMLING y S. MINITTI, 1990. Descriptive detailed stratigraphic columns of Río Reñileuvú, Puesto Arias, Río Buraleo and La Puntilla (Departamento Minas) Neuquén province. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (Informe inédito). Buenos Aires.
- VERGANI, G. D., A. J. TANKARD, H. J. BELOTTI y H. J. WELLSINK, 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin Argentina. En: A. J. Tankard, R. Suárez Soruco y H. J. Wellsink (Eds.): Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62 : 383-402. Tulsa.
- VERGARA, M., J. MORAGA y M. ZENTILLI, 1997. Evolución Tectónica de la cuenca Terciaria entre Parral y Chillán: análisis por trazas de fisión en apatitas. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 2 : 1574-1578. Santiago.
- VOLKHEIMER, W., 1973. Palinología estratigráfica del Jurásico de la sierra de Chacai Co y adyacencias (Cuenca Neuquina, Argentina). I. Estratigrafía de las Formaciones Sierra Chacai Co (Pliensbachiano), Los Molles (Toarciano), Cura Niyeu (Bajociano) y Las Lajas (Caloviano inferior). Ameghiniana 10 (2) : 105-109. Buenos Aires.
- WEAVER, CH., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina. Memoir University of Washington 1 : 1-469. Seattle.
- WEAVER, CH., 1942. A general summary of the Mesozoic of South and Central America. Proceedings 8° American Science Congress (1940) 4, Geology : 149-193. Washington.
- WESTERMANN, G. E. G., 1967. Sucesión de ammonites del Jurásico medio en Antofagasta, Atacama, Mendoza y Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 22 (1) : 65-73. Buenos Aires.
- WESTERMANN, G. E. G. y A. C. RICCARDI, 1972. Middle Jurassic ammonoid fauna and biochronology of the Argentine-Chilean Andes. Part 1. Hildocerataceae. Palaeontographica, 140 : 1-116. Stuttgart.
- WESTERMANN, G. E. G. y A. C. RICCARDI, 1975. Edad y taxonomía del género *Podagrosiceras* Maubege et Lambert (Ammonitina. Jurásico medio). Ameghiniana 12 (3) 242 : 252. Buenos Aires.
- WESTERMANN, G. E. G. y A. C. RICCARDI, 1979. Middle Jurassic ammonoid fauna and biochronology of the Argentine-Chilean Andes, Part II. Stephanocerataceae. Palaeontographica, 164A : 85-188. Stuttgart.
- YRIGOYEN, M. R., 1972. Cordillera Principal. En: Geología Regional Argentina, A. F. Leanza (Ed.): Centenario Academia Nacional de Ciencias : 345-364. Córdoba.
- ZANETTINI, J. C. M., 2001. Hoja Geológica 3772-II, Las Ovejas. Provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 263 : 1-44. Buenos Aires.
- ZANETTINI, J. C. M. y H. LÓPEZ, 1989. Prospección geoquímica en el área de reserva Las Ovejas, Provincia del Neuquén. Corporación Minera del Neuquén - Dirección General de Fabricaciones Militares, 10 págs. (Informe inédito). Mendoza.
- ZANETTINI, J. C. M., V. MÉNDEZ y E. ZAPPETTINI, 1987. El Mesozoico y Cenozoico sedimentario de la comarca de Los Miches. Revista de la Asociación Geológica Argentina 42 (3-4) : 338-348. Buenos Aires.
- ZAPATA, T., I. BRISSON 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, Año IV, nº 60: 112-121, Diciembre de 1999.

- 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., 2000. Nuevos avances en la sedimentología y estratigrafía secuencial de la Formación Mulichinco en la Cuenca Neuquina. Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Época, 63 : 40-54. Buenos Aires.
- ZÖLLNER, W. y A. J. AMOS, 1955. Acerca del Paleozoico superior y Triásico del cerro La Premia, Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 10 (2) : 127-135. Buenos Aires.
- ZÖLLNER, W. y A. J. AMOS, 1973. Descripción geológica de la Hoja 32b, Chos Malal, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 143 : 1-91, Buenos Aires.

Recibida el 20 de marzo de 2001

Actualizada en octubre de 2003