

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

Hoja Geológica 4372-III/IV

Trevelin

Provincia del Chubut

Miguel J. Haller, Roberto R. Lech, Oscar Martínez, Carlos M. Meister y Stella Poma

Recursos Minerales: Roberto Viera y Miguel J. Haller

Convenio

Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco

Secretaría de Minería

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

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

Boletín Nº 322
Buenos Aires - 2010

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

Presidente: Ing. Jorge Mayoral

Secretario Ejecutivo: Lic. Pedro Alcántara

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Director: Lic. Roberto F. Page

DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL

Director: Lic. José E. Mendía

SEGEMAR

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

Referencia bibliográfica

HALLER, M. J., R. R. LECH, O. MARTÍNEZ, C. M. MEISTER, S. POMA y R. VIERA 2010. Hoja Geológica 4372-III/IV, Trevelin, provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 322, 86p. Buenos Aires.

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	2
1. INTRODUCCIÓN	3
Ubicación de la Hoja y área que abarca	3
Naturaleza del trabajo	3
Investigaciones anteriores	4
2. ESTRATIGRAFÍA	4
Relaciones generales	4
2.1. Neoproterozoico - Paleozoico	5
Formación Arroyo Pescado	5
2.2. Paleozoico	6
2.2.1. Carbonífero - Pérmico	6
Grupo Tepuel	6
Formación Jaramillo	7
Formación Pampa de Tepuel	9
Formación Mojón de Hierro	11
Formación Nahuel Pan	14
2.3. MESOZOICO	15
2.3.1. Jurásico	15
2.3.1.1. Liásico	15
Formación Río Corintos	15
Formación Lepá	17
Granito Aleusco	19
2.3.1.2. Liásico-Dogger	21
Formación Tecka	21
2.3.1.3. Liásico-Dogger-Malm	24
Formación Lago La Plata	24
2.3.2. Jurásico - Cretácico	30
2.3.2.1. Tithoniano-Neocomiano	30
Formación Cerro Campamento	30
2.3.3. Cretácico	31
2.3.3.1. Cretácico inferior	31
Formación Divisadero	31
2.3.3.2. Cretácico inferior a superior	33
Granitoide Río Hielo	33
2.3.3.3. Cretácico superior	36

	Formación Morro Serrano	36
2.4.	Cenozoico	37
2.4.1.	Terciario	37
2.4.1.1.	Paleoceno - Eoceno	37
	Complejo La Cautiva.....	37
	Formación Huitrera	38
2.4.1.2.	Eoceno	40
	Formación Cerro Menuco	40
2.4.1.3.	Eoceno-Oligoceno	41
	Formación Ñorquinco.....	41
2.4.1.4.	Oligoceno-Mioceno	43
	Formación Carinao	43
2.4.1.5.	Mioceno	43
	Formación La Mimosa.....	43
	Granitoide Miyaguala	45
2.4.2.	Cuaternario	45
2.4.2.1.	Pleistoceno	45
	Formación Huaiqui	45
	Drift Caquel	46
	Drift Tecka	47
	Drift Mallín Grande	47
	Drift Súnica	48
	Drift Lago Vintter	49
	Depósitos del Segundo Nivel	49
2.4.2.2.	Holoceno	49
	Depósitos aluviales	49
3.	ESTRUCTURA	49
	3.1. Descripción de la estructura	49
	3.2. Fases diastróficas	50
4.	GEOMORFOLOGÍA	51
	Ambiente Occidental o Cordillerano	51
	Ambiente Central o Precordillerano.....	51
	Ambiente Oriental o Extraandino	51
	Morfogénesis fluvial	52
	Morfogénesis glaciár	52
	Otros procesos morfogenéticos	54
5.	HISTORIA GEOLÓGICA	55
6.	RECURSOS MINERALES	56

6.1. Depósito de minerales metalíferos	56
Cobre	56
Níquel	59
Oro	60
Plomo	61
Áreas de alteración hidrotermal	62
6.2. Depósitos de minerales industriales	71
Arcillas para cerámica	71
Basalto	72
Travertinos y calizas	72
6.3. Combustibles sólidos	74
BIBLIOGRAFÍA	76

RESUMEN

La Hoja 4372-III/IV, Trevelin, está situada en el sector de transición entre el segmento septentrional de la Cordillera Patagónica y la Precordillera del Chubut. La primera se caracteriza porque en su estratigrafía participan principalmente rocas mesozoicas y cenozoicas y porque su estructura es relativamente simple, con desarrollo de fracturas que limitan bloques escasamente inclinados. Por su parte, en la Precordillera del Chubut se encuentran rocas paleozoicas y su estructura tiene sobrecorrimientos y plegamientos.

Las rocas más antiguas corresponden a las metamorfitas de la Formación Arroyo Pescado, cuyo protolito, neoproterozoico-cámbrico, fue metamorfozido durante el Paleozoico superior. Por encima se disponen las rocas sedimentarias neopaleozoicas del Grupo Tepuel; de esa edad también serían las vulcanitas de la Formación Nahuel Pan.

En el Liásico se generaron sedimentitas lagunares de la Formación Río Corintos y depósitos marinos de la Formación Lepá, esta última está intruida por los gabros de la Formación Tecka del Jurásico inferior a medio, en tanto que un episodio magmático ácido representado por el Granito Aleusco (Liásico superior) se registró en el sector oriental de la Hoja. Parcialmente sincrónicas con las unidades anteriores son las vulcanitas calcoalcalinas de la Formación Lago La Plata cuya edad abarca desde el Liásico superior hasta el Malm.

En el sector cordillerano afloran sedimentitas marino-litorales de la Formación Cerro Campamento (Tithoniano-Neocomiano) y vulcanitas de la Formación Divisadero del Cretácico inferior. Estas unidades están intruidas por el Granitoide Río Hielo (Cretácico inferior a superior) y por las rocas gábricas de la Formación Morro Serrano (Cretácico superior).

En el sector extra-cordillerano, en el Paleógeno se produjeron vastos episodios volcánicos ejemplificados por el Complejo La Cautiva, y en el cordillerano por las vulcanitas y epiclastitas de la

Formación Huitrera, ambas del Paleoceno-Eoceno. Durante el Eoceno efusiones de lavas basálticas dieron lugar a la Formación Cerro Menuco.

Del Eoceno-Oligoceno son las sedimentitas continentales de la Formación Ñorquinco. Las sedimentitas de la Formación Carinao (Oligoceno-Mioceno) son del mismo origen, al igual que las de la Formación La Mimosa (Mioceno) que afloran en el sector de transición entre las provincias geológicas principales.

El Granitoide Miyaguala, que intruye a las vulcanitas paleocenas, es asignado al Mioceno.

En el Pleistoceno se reconocen varios niveles de gravas aterrazadas y depósitos glacialígenicos que integran la Formación Huaiqui, los Depósitos del Segundo Nivel y los drifts Caquel, Tecka, Mallín Grande, Súnica y Lago Vintter. En el Holoceno solo hay depósitos aluviales.

Desde el punto de vista geomorfológico se pueden reconocer en el área tres ambientes principales: Occidental o Cordillerano, Central o Precordillerano y Oriental o Extraandino. En los dos primeros las morfologías glacialígenicas son dominantes modificadas en parte por procesos fluviales, en tanto en el Extraandino la acción glacial es prácticamente nula y hay allí un marcado control litológico que provoca que las escasas precipitaciones generen cañadones de paredes casi verticales en las rocas más friables y menos abruptos en las resistentes.

Numerosas áreas de alteración hidrotermal, emplazadas principalmente en la zona cordillerana, configuran uno de los aspectos más importantes de esta región en lo que hace a perspectivas mineras; las asociaciones minerales contienen Cu, Pb, Zn, Mo, Ag, Au. También hay manifestaciones vetiformes polimetálicas que se diferenciaron, de acuerdo con el elemento más importante, en mineralizaciones con Cu, Au y Pb. En la región hay placeres aluvionales de Au y, vinculados con los intrusivos gábricos jurásicos, minerales del grupo de los platinoides asociados a Ni, Cu y Au. Entre los minerales industriales se cuenta con depósitos de arcillas, basaltos, travertinos y calizas y, entre los combustibles sólidos, manifestaciones de carbón.

ABSTRACT

The geological sheet 4372-III/IV, Trevelin, is located in the transition sector between the northern segment of the Patagonian Cordillera and the Precordillera of Chubut. The former is characterized by its stratigraphy, mainly consisting of Mesozoic and Cenozoic rocks, and by its relatively simple structure, with a development of fractures that limit the scarcely sloped blocks. Besides, in the Precordillera of Chubut there are Paleozoic rocks and its structure has overthrusts and folds.

The oldest rocks correspond to the metamorphites of the Arroyo Pescado Formation, where the protolite (Neoproterozoic-Cambrian) was metamorphized during the Upper Paleozoic. This is overlain by Neopaleozoic sedimentary rocks of the Tepuel Group; and the vulcanites of the Nahuel Pan Formation would also belong to this age.

During the Liassic, the lacustrine sedimentary rocks of the Río Corintos Formation and the marine deposits of the Lepá Formation were formed; the latter is intruded by gabbros of the Tecka Formation from the Lower to Middle Jurassic, whereas an acid magmatic episode represented by the Aleusco Granite (Upper Liassic) was recorded in the eastern sector of this geological sheet. The calc-alkali vulcanites of the Lago La Plata Formation, from the Upper Liassic to the Malm, are partially synchronic with the previous units.

In the sector of the Cordillera, marine-littoral sedimentary rocks of the Cerro Campamento Formation (Tithonian-Neocomian) and vulcanites of the Divisadero Formation of the Lower Cretaceous are cropping out. These units are intruded by the Río Hielo Granitoid (Lower to Upper Cretaceous) and by gabbroic rocks of the Morro Serrano Formation (Upper Cretaceous).

In the extra-cordilleran sector, in the Paleogene, there were vast volcanic episodes exemplified by La Cautiva Complex, and in the cordilleran sector, by the vulcanites and epiclastites of the Huitrera Formation, both from the Paleocene-Eocene. During

the Eocene, the effusions of basaltic lavas gave rise to the Cerro Menuco Formation.

The continental sedimentary rocks from the Ñorquinco Formation are from the Eocene-Oligocene. The sedimentary rocks of the Carinao Formation (Oligocene-Miocene) have the same origin, just like the ones from La Mimosa Formation (Miocene) which crop out in the transitional sector between the main geological provinces.

The Miyaguala Granitoid, which intrudes the Paleocene vulcanites, is assigned to the Miocene.

In the Pleistocene there are several levels of terraced gravels and glacial deposits that make up the Huaiqui Formation, the Second-Level Deposits and the drifts known as Caquel, Tecka, Mallín Grande, Súnica and Lago Vintter. In the Holocene there are only alluvial deposits.

From the geomorphologic point of view, three main environments can be identified in the area: Western or Cordilleran, Central or Precordilleran and Eastern or Extra Andean. In the first two environments, the glacial morphologies are dominant and partially modified by fluvial processes, whereas in the Extra Andean environment, glacial action is practically nonexistent, there is marked lithological control and scarce rainfalls generate ravines with steep slopes in the most brittle rocks and with less steep slopes in the resistant rocks.

The numerous areas of hydrothermal alteration, which are mainly located in the cordilleran zone, constitute one of the most important aspects of this region in terms of mining prospects; mineral associations include Cu, Pb, Zn, Mo, Ag, Au. There are also vein-type polymetallic manifestations that were differentiated according to the most important element in mineralizations of Cu, Au and Pb. In the region, there are alluvial placer deposits of Au and minerals of the platinoid group associated to Ni, Cu and Au, related to gabbroic Jurassic intrusions. Industrial minerals include deposits of claystones, basalts, travertines and limestones whereas solid fuels include some coal manifestations.

1. INTRODUCCIÓN

NATURALEZA DEL TRABAJO

UBICACIÓN DE LA HOJA Y ÁREA QUE ABARCA

La Hoja 4372-III/IV, Trevelin, está ubicada en la región noroccidental de la provincia del Chubut. Abarca parte de los departamentos Futaleufú, Languiño y Tehuelches (Fig. 1).

El área que ocupa está delimitada por las coordenadas de 43° y 44° de latitud sur y el meridiano 70°30' de longitud oeste y el límite internacional con la República de Chile. La superficie total es de 11.327,19 km².

Comprende las Hojas a escala 1:200.000 de la antigua subdivisión del Mapa Geológico-Económico de la República Argentina 44a-b, Trevelin; 45a, Lago General Vintter y, las mitades occidentales de las Hojas 44c, Tecka y 45b, Sierra de Tepuel.

Esta Hoja ha sido confeccionada dentro del marco del Acta Complementaria N° 5 del Convenio entre la Secretaría de Minería de la Nación y la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco. Para su realización se siguieron las normas del Programa Nacional de Cartas Geológicas emanadas por el Instituto de Geología y Recursos Minerales del Servicio Geológico Minero Argentino.

Para la elaboración del mapa y del informe de la Hoja Trevelin se utilizó la información geológica obtenida durante el levantamiento de las Hojas del antiguo formato [44a-b, Trevelin (Haller, 1979); 45a, Lago General Vintter (Pesce, 1975); 44c, Tecka (Turner, 1982) y 45b, Sierra de Tepuel (Page, 1982)]. Los mapas correspondientes, fueron reducidos y adecuados a la nueva escala. Posteriormente, se integró la información compatibilizándola y se efec-

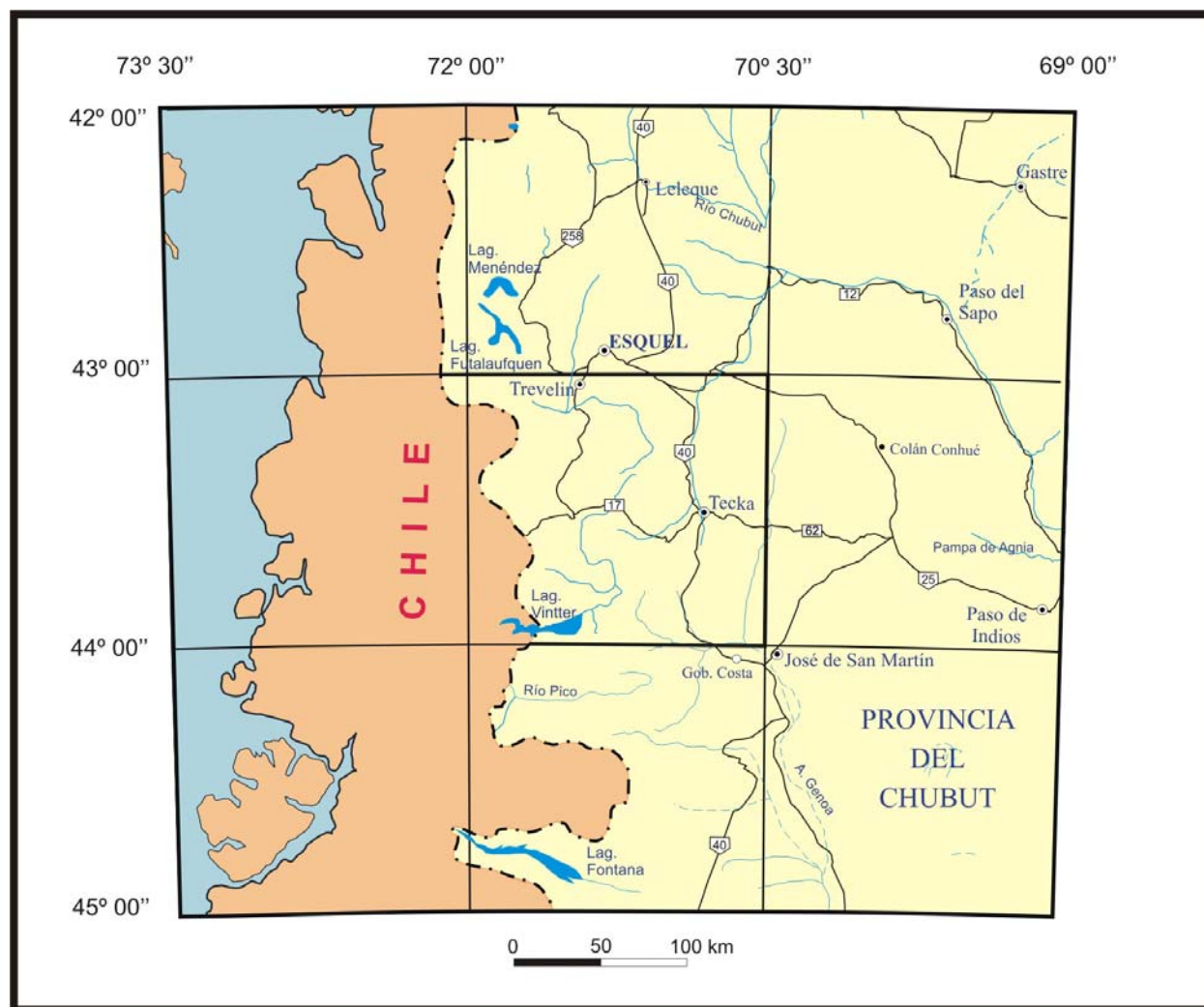


Figura 1. Mapa de ubicación de la Hoja 4372-III/IV, Trevelin.

tuaron trabajos de campo durante 49 días entre los años 1997-1999. Se hizo un muestreo sistemático de rocas de las distintas unidades y se realizaron observaciones de detalle en algunas localidades. El recorrido fue hecho con vehículo automotor en aquellos lugares accesibles, mientras que en las zonas quebradas y sin caminos se utilizaron animales de monta.

Durante los trabajos de campaña se contó con fotografías aéreas, escala aproximada 1:60.000, y con mapas topográficos a escala 1:100.000 del Instituto Geográfico Militar.

INVESTIGACIONES ANTERIORES

Las primeras referencias geológicas de esta comarca corresponden a C. Ameghino (1890) quien, al describir su viaje entre Rawson y la cordillera de los Andes, señaló algunos de sus rasgos geológicos. El Museo de La Plata organizó posteriormente la expedición de Roth (1908, 1922) a la Cordillera Patagónica quien indicó la presencia de restos de invertebrados y de mamíferos en la región.

Un geógrafo de la Comisión de Límites por la parte chilena, Krüger (1909), describió amonites hallados en el valle del río Futaleufú, en lo que actualmente es territorio chileno.

Corresponde a Quensel (1911) el primer estudio petrográfico y geológico que comprende esta comarca, en tanto que los depósitos glaciares fueron detallados por Caldenius (1932) con especial referencia a este sector en un capítulo de su extensa obra.

Groeber (1942) describió la estratigrafía y estructura de la región comprendida entre los 41° y 44° de latitud sur e hizo algunas referencias estratigráficas en el área que abarca la Hoja.

Si bien del extenso trabajo de Feruglio (1949-1950) no se desprende que este autor hubiera visitado personalmente la región, hay en su obra numerosas alusiones a los caracteres reseñados por los científicos mencionados en los párrafos precedentes.

Cabeza Quiroga (1944a, 1044b), Piatnitzky (1943, 1946) y Bergmann (1946, 1950) realizaron observaciones geológicas en la región durante la intensa prospección de carbón hecha en esos años por Combustibles Sólidos Minerales.

La estratigrafía de la zona adyacente al suroeste, en territorio chileno, ha sido señalada por Fuenzalida Ponce (1968), quien estableció las bases de la geología local y describió la fauna allí encontrada.

Cazau (1972 y 1980) efectuó una descripción general del sector norte de la comarca, mientras que Toubes y Spikermann (1973) publicaron algunas dataciones radimétricas sobre rocas de este sector de la Cordillera Patagónica.

La comarca contigua al naciente fue estudiada por Turner (1980, 1982). Pesce (1979a, 1979b) estudió la geología del área adyacente al sur, entre Corcovado y lago General Vintter. El tramo de la cordillera colindante al oeste, en territorio chileno, fue dado a conocer por Thiele *et al.* (1979).

2. ESTRATIGRAFÍA

RELACIONES GENERALES

La Hoja Trevelin, está ubicada en el sector de transición entre el segmento septentrional de la Cordillera Patagónica y la denominada Precordillera del Chubut. La Cordillera Patagónica se caracteriza por su estratigrafía principalmente mesozoica y cenozoica y su estructura relativamente poco complicada, con desarrollo de fracturas que limitan bloques escasamente inclinados. Por su parte, en la estratigrafía de la Precordillera del Chubut participan rocas paleozoicas y en su estructura, sobrecorrimientos y plegamientos.

La geología de la Hoja y las relaciones estructurales de las distintas unidades aflorantes en la misma son relativamente sencillas.

Las rocas más antiguas corresponden a las metamorfitas de la Formación Arroyo Pescado, cuyo protolito, de edad neoproterozoico-cámbrica, fue metamorfozado durante el Paleozoico superior. Por encima se disponen las sedimentitas del Grupo Tepuel del Carbonífero-Pérmico; de esa edad también serían las vulcanitas de la Formación Nahuel Pan.

Las sedimentitas lagunares de la Formación Río Corintos y las sedimentitas marinas de la Formación Lepá tienen edad liásica, en tanto que el Granito Aleusco es del Liásico superior y los intrusivos gábricos de la Formación Tecka son del Jurásico inferior a medio. Parcialmente sincrónicas con las anteriores son las vulcanitas calcoalcalinas de la Formación Lago La Plata cuya edad abarca desde el Liásico superior hasta el Malm.

En el sector cordillerano afloran las sedimentitas de la Formación Cerro Campamento del Tithoniano-Neocomiano y las vulcanitas cretácicas de la Formación Divisadero. Estas rocas están intruidas por

el Granitoide Río Hielo del Cretácico inferior a superior y por los gabroides de la Formación Morro Serrano del Cretácico superior.

En el sector extra-cordillerano se reconocen las vulcanitas del Complejo La Cautiva, y en el cordillerano, las vulcanitas y epiclastitas de la Formación Huitrera, ambas del Paleoceno-Eoceno. Durante el Eoceno efusiones de lavas basálticas dieron lugar a la Formación Cerro Menuco.

En el Eoceno-Oligoceno se depositaron los sedimentos continentales que componen la Formación Ñorquinco. Del mismo origen son las sedimentitas de la Formación Carinao (Oligoceno-Mioceno) y las de la Formación La Mimosa (Mioceno) aflorantes en el sector de transición entre las provincias geológicas principales.

El Granitoide Miyaguala, que intruye a las vulcanitas paleocenas, es asignado al Mioceno.

Correspondientes al Pleistoceno se reconocen varios niveles de gravas aterrazadas y depósitos glaciogénicos correspondientes a la Formación Huaiqui y a los Depósitos del Segundo Nivel y a los drifts Caquel, Tecka, Mallín Grande, Súnica y Lago Vintter. En el Holoceno solo hay depósitos aluviales.

2.1. NEOPROTEROZOICO - PALEOZOICO

Formación Arroyo Pescado (1)

Esquistos pizarreños y filitas

Antecedentes

Bajo esta denominación (Suero, 1953) se designa una unidad formada por esquistos pizarreños y otras metamorfitas de grado medio a bajo, de color preponderantemente verde oscuro y tectónicamente muy afectadas, que constituyen el basamento metamórfico de la comarca.

El primero en describir estas rocas fue Suero (1948, 1953), quien las denominó Esquistos de Arroyo Pescado. Posteriormente, Roller (1970) utilizó el nombre de Esquistos del Río Pescado.

Distribución areal y litología

La Formación Arroyo Pescado se presenta en unos escasos asomos aislados en la margen norte del valle del arroyo Pescado, en las inmediaciones de la estancia homónima, y a ambos lados de la ruta nacional 25.

Está constituida por esquistos pizarreños y filitas oscuras con nódulos de cuarcita, que son el

resultado de un metamorfismo de bajo grado que afectó a protolitos constituidos por areniscas y pelitas arenosas.

Las rocas son de grano fino y la abundante mica de algunos ejemplares les confiere un brillo sedoso. La mineralogía incluye cuarzo, feldespato alcalino, sericita, clorita y turmalina como mineral accesorio. La fábrica principal está formada por la alternancia de capas ricas en tectosilicatos y otras ricas en filosilicatos, ambas están cortadas por venillas de cuarzo que se distribuyen sin un control estructural. Las capas y las venas fueron afectadas por plegamientos y metamorfismo. El cuarzo es el mineral más abundante entre los tectosilicatos, tienen formas proladas con contactos suturados y extinción ondulosa; sus granos son el resultado de la recristalización dinámica. Por el contrario, el escaso material micáceo intergranular de las capas máficas muestra una menor recristalización. En las capas melanocráticas, las micas presentan un crecimiento, desarrollando individuos de mayor tamaño. Estas bandas están microplegadas, a veces en forma apretada. Se reconoce una foliación disyuntiva anastomosada, que contrasta con los sectores sin foliación. La presión del plegamiento produjo migración del material hacia las crestas de los micropliegues.

Las sedimentitas del protolito se depositaron en un ambiente inestable y fueron sometidas a un metamorfismo regional de bajo grado.

Relaciones estratigráficas y edad

No se observa la base de esta unidad. Está cubierta en discordancia por las sedimentitas del Grupo Tepuel, de edad carbonífera.

La edad de esta unidad ha sido discutida. En principio se la asignó al pre- Carbonífero. Vizán *et al.* (1996) o le otorgaron una edad carbonífera.

Linares *et al.* (2002), al considerar una homogeneización incompleta del sistema isotópico durante el metamorfismo de bajo grado que afectó a estas rocas, propusieron que el protolito de la Formación Arroyo Pescado refleja una edad Rb/Sr de 559 ± 29 Ma, mientras que el acontecimiento metamórfico tiene una edad de 349 ± 29 Ma, coincidente con el metamorfismo señalado para el distrito de Río Chico - Cushamen del Macizo Nordpatagónico.

De esta manera, el protolito se habría depositado durante el Neoproterozoico-Cámbrico y el proceso metamórfico se habría producido durante el Carbonífero inferior, con anterioridad a la sedimentación del Grupo Tepuel.

2.2. PALEOZOICO

2.2.1. CARBONÍFERO - PÉRMICO

GRUPO TEPUEL (2)

Areniscas, pelitas, conglomerados, calizas, diamictitas

Las sedimentitas neopaleozoicas aflorantes en la región extraandina de Chubut se extienden desde la zona de Tres Lagunas, ubicada al pie de la sierra de Payaniyeu, hasta el paraje de Arroyo Pescado, y desde la localidad de Esquel hasta la sierra de Agnia, y fueron agrupadas en una unidad estratigráfica mayor denominada Grupo Tepuel.

Quienes estudiaron primeramente a estas rocas en la sierra de Tepuel fueron Keidel (1922), Piatnitzky (1933) y Suero (1947) a las que interpretaron como pertenecientes al Liásico. Suero (1947) las denominó Sistema de Tepuel, las ubicó en el Carbonífero y las dividió en una «parte inferior», constituida por sedimentos «glacimarininos», y una «parte superior», caracterizada por la ausencia de los mismos mencionados sedimentos.

Lesta y Ferello (1969) reconocieron como Grupo de la Sierra de Tepuel a la propuesta de Suero (1947) y, a cada una de sus «partes», con el nombre de Formación Pampa de Tepuel y Formación Cerro Mojón de Hierro, respectivamente.

Freytes (1971) fue quien primeramente planteó una división estratigráfica tripartita para el Sistema de Tepuel, designando como Formación Pampa de Tepuel a los niveles A1 a C17 de Suero (1947) y Formación Mojón de Hierro a los niveles C18 al Grupo G inclusive. Así también denominó Miembro Montgomery al nivel C 18, formado por limolitas y areniscas muy finas. A la unidad estratigráfica más joven la llamó Formación Arroyo Garrido, que corresponde a los niveles superiores del perfil estratigráfico de Suero (1947).

Lesta y Ferello (1972) adaptaron la nomenclatura utilizada por Suero (1947) al Código de Nomenclatura Estratigráfica y propusieron formalmente el nombre de Formación Pampa de Tepuel para los niveles A 1 a B 8 de la «sección inferior» dominado por los niveles tilloides y el de Formación Mojón de Hierro para el resto de los niveles estratigráficos constituidos principalmente por areniscas, limolitas y lutitas. A todo este conjunto estratigráfico lo llamaron Grupo de la Sierra de Tepuel y le atribuyeron una edad carbonífera inferior - pérmica inferior.

Chebli *et al.* (1979) adhirieron al criterio tripartito planteado para el Grupo Tepuel, pero al igual que Lesta y Ferello (1969) y Freytes (1971), no las definieron formalmente como así tampoco establecieron los alcances formacionales.

Franchi y Page (1980) también propusieron dividir al Grupo Tepuel en tres unidades estratigráficas. La sección inferior sería equivalente a la Formación Pampa de Tepuel, la sección media al Miembro Cerro Montgomery de la Formación Mojón de Hierro en el sentido de Freytes (1971), y la sección superior correspondería al resto de los niveles estratigráficos de la Formación Mojón de Hierro, incluyendo probablemente a la sección denominada Formación Arroyo Garrido.

Ya al norte de la sierra de Tepuel, Turner (1982) realizó un detallado análisis de las sedimentitas neopaleozoicas aflorantes en el extremo sur de la sierra de Tecka y en la sierra de Languiño, asignándolas a las formaciones Pampa del Tepuel y Mojón de Hierro.

Correspondió a Page *et al.* (1984) el estudio integral de las características litológicas de la secuencia sedimentaria neopaleozoica aflorante en El Molle, Pocitos de Quichaura y en la sierra de Tepuel. Estos autores definieron el área tipo para el Grupo Tepuel en esta última localidad, y consideraron, además, dividirlo en tres unidades estratigráficas: Formación Jaramillo, Formación Pampa de Tepuel y Formación Mojón de Hierro. De este modo, la Formación Jaramillo es equivalente al complejo A (grupos 1, 2 y 3) del perfil estratigráfico de Suero (1947), la Formación Pampa de Tepuel es semejante a los complejos B, C, E y F. y la Formación Mojón de Hierro lo es a los complejos F. y G.

Trabajos de síntesis que tratan sobre los aspectos geológicos del Grupo Tepuel se hallan también en Andreis *et al.* (1987, 1996) y Limarino *et al.* (1999).

La información paleontológica del Grupo Tepuel y equivalentes es abundante, y la diversidad en especies animales y vegetales fósiles descriptas permitió formular un importante número de biozonas.

Un detallado informe sobre su contenido paleontológico y edades estimadas se encuentra en los trabajos de síntesis de Amos (1979), González (1985), Andreis *et al.* (1987, 1996), Archangelsky *et al.* (1987 a-b, 1996). A ellos, se deben sumar los aportes para el área de la presente Hoja de Díaz Saravia y Jones (1999), González *et al.* (1995), Lech (2002), Pagani y Sabbatini (1999, 2002), Pagani *et al.* (2002), Sabbatini (2002), Simanuskas (1996a, b

y c) y Taboada (1998, 1999, 2001). Todo este conjunto de información llevó a proponer más de una edad para el Grupo Tepuel, la que comprendería desde lo más temprano del Carbonífero inferior a lo más temprano del Pérmico Inferior o hasta lo más tardío del Pérmico inferior.

De acuerdo con el esquema señalado por Page *et al.* (1984) se divide al Grupo Tepuel en las formaciones Jaramillo, Pampa de Tepuel y Mojón de Hierro, cuyas rocas afloran dentro de área que abarca la Hoja Trevelin, en la sierra de Tepuel, la sierra de Tecka y al sudeste del casco de la estancia Ap Iwan.

La relación de base del Grupo Tepuel es de discordancia angular con los esquistos de la Formación Arroyo Pescado, aflorante en el norte de la sierra de Tecka, en las inmediaciones del arroyo homónimo (Suero, 1953; Roller, 1970; González *et al.*, 1995). En tanto que en la sierra de Tepuel las sedimentitas neopaleozoicas presentan su base oculta por el material de acarreo. Fuera del área de la Hoja Trevelin, se observa igual relación de base en el cerro Negro, pampa de Agnia, donde los sedimentos neopaleozoicos se apoyan en discordancia sobre el Granito Catreleo, de edad devónica (Robbiano, 1971).

En sus afloramientos de la sierra de Tepuel, el Grupo Tepuel está cubierto por vulcanitas del Jurásico medio de la Formación Lago La Plata y por sedimentitas del Liásico marino de la Formación Lepá o equivalentes. Así también se observan en el faldeo este de la sierra una serie de cuerpos básicos de edad liásica, asignados a la Formación Tecka, que intruyen a las sedimentitas neopaleozoicas.

El rasgo estructural más importante advertido en las sedimentitas neopaleozoicas aflorantes en la zona del presente estudio lo constituye el anticlinal de la sierra de Tepuel. Posee un rumbo general NNE a SSO a través de una longitud aproximada de 18 kilómetros. Su flanco oriental es el que se muestra más completo, a diferencia del oriental que está cubierto y degradado. En cambio, en la sierra de Tecka, el Grupo Tepuel presenta una estructura homoclinal de rumbo casi norte-sur variable y buzante hacia el este.

Márquez y Giacosa (2000) mapearon una serie de estructuras compresivas dúctiles que afectaron a las sedimentitas neopaleozoicas tanto en la sierra de Tecka como en la de Tepuel, generando una serie de anticlinales y sinclinales, algunos volcados, que duplicarían parte del perfil estratigráfico, tal cual fue propuesto también por Andreis *et al.* (1985) en la zona del arroyo Pardo, en la sierra de Tepuel.

El espesor de la secuencia sedimentaria del Grupo Tepuel varía entre 4400 y 6651 metros (Lesta y Ferello, 1972; Page *et al.*, 1984). Sin embargo, Andreis *et al.* (1985) señalaron la repetición estratigráfica de la secuencia sedimentaria en el orden de 600 metros, basándose en la aparente repetición de algunos niveles fosilíferos, tal cual fue verificado por Márquez y Giacosa (2000). Ello indicaría que el espesor en principio asignado a esta unidad debe ser considerablemente menor.

Si bien en el mapa geológico la unidad ha sido cartografiada a nivel de Grupo, a continuación se describen las formaciones que lo componen con el objeto de brindar información acerca de la evolución en el tiempo de estos depósitos.

Formación Jaramillo

Areniscas medianas a gruesas, pelitas y conglomerados

Antecedentes

Las sedimentitas asignadas a la Formación Jaramillo fueron estudiadas originalmente por Suero (1947), Lesta y Ferello (1972), Freytes (1971) y Lesta y Ferello (1972), pero en todos los casos consideradas como parte integrante de la unidad estratigráfica suprayacente, la Formación Pampa de Tepuel. La Formación Jaramillo correspondería aproximadamente al Grupo A del Sistema de Tepuel de Suero (1947) o al Miembro Inferior de la Formación Pampa de Tepuel en el sentido de Freytes (1971).

La definición formal de la Formación Jaramillo corresponde a Page *et al.* (1984), quienes la caracterizaron como una sucesión sedimentaria principalmente de areniscas macizas, con escasas pelitas y con restos fósiles de vegetales en general mal conservados.

González Bonorino y González Bonorino (1988), al analizar las sedimentitas neopaleozoicas de áreas contiguas a la presente Hoja, incluyeron en el Grupo Tepuel a las formaciones Esquel y Valle Chico aflorantes en la sierra de Esquel, y consideraron a la primera de ellas equivalente a la Formación Jaramillo.

Distribución areal

La localidad tipo de la unidad es coincidente con la localidad tipo del Grupo Tepuel y está ubicada en las inmediaciones del puesto de la estancia La Mimosa, unos 23 km al norte del paraje

Putrachoique. Esta formación aflora únicamente en la base del faldeo occidental de la sierra de Tepuel, y se extiende de sur a norte, desde la cresta Herrera hasta un sector no definido geográficamente, pero siempre dentro del ámbito de la sierra de Tepuel (Page *et al.*, 1984).

Turner (1982) atribuyó las sedimentitas neopaleozoicas de la sierra de Tecka a las formaciones Pampa de Tepuel y Mojón de Hierro. Sin embargo, González Bonorino *et al.* (1988) y González Bonorino y González Bonorino (1988) asignaron parte de estas mismas sedimentitas a la Formación Jaramillo.

Litología

Page *et al.* (1984), al formalizar a la Formación Jaramillo, la describieron como una sucesión de psamitas (80%), pelitas (15%) y escasos niveles de conglomerados. Las psamitas son principalmente medianas y gruesas, de colores variables entre gris verdoso y gris rosado. Se caracterizan por su tenacidad y alto grado de silicificación. Se presentan en depósitos tabulares, gruesos y muy gruesos, en su mayoría macizos, con su base por lo general plana o ligeramente cóncava. Las pelitas forman bancos muy potentes de hasta 4 m de espesor, son de color gris verdoso y se encuentran muy silicificadas. Sus contactos son por lo general planos. Freytes (1971) señaló restos fósiles de vegetales en estas capas. Los niveles diamictíticos y ortoconglomerádico polimícticos son escasos. Un rasgo sobresaliente de las diamictitas es el reducido tamaño de sus clastos (hasta 5 cm de diámetro máximo), especialmente si se los compara con aquellos clastos de la sección media.

La sección inferior se caracteriza por el predominio de las psamitas, el aspecto macizo de la estratificación y la escasez de psefitas, tanto de paraconglomerados como de ortoconglomerados.

Debido a que la base de la columna sedimentaria que particulariza a la Formación Jaramillo está cubierta, el espesor mínimo estimado es del orden de los 1000 metros (Page *et al.*, 1984).

Paleontología

Freytes (1971) observó que los primeros 771 m de la columna sedimentaria, asignados en parte a la Formación Jaramillo, carecen de fósiles de invertebrados marinos, tan abundantes y características en el resto del perfil del Grupo Tepuel. Sin embargo,

presenta siete niveles diferentes con restos de vegetales alóctonos mal conservados. Parte de este material fósil fue estudiado por Arrondo (1972), quien hizo mención a la existencia de *Archaeosigillaria* cf. *conferta* (Frenguelli).

Petriela y Arrondo (1978) son quienes describieron estos restos de licófitas y los asignaron a *Archaeosigillaria conferta* (Frenguelli). Estos fósiles provienen de los niveles estratigráficos cercanos al puesto de la estancia La Mimosa, situada a unos 3 km al este de la ruta nacional 40 y a 20 km al norte de la localidad de Putrachoique.

Archangelsky *et al.* (1987a) consideraron a esta localidad fosilífera como parte integrante de la Biozona de *Archaeosigillaria - Lepidodendropsis*.

Ambiente de depositación

Page *et al.* (1984) indicaron, como muy probable, que la sedimentación arenosa que caracterizó a la Formación Jaramillo ocurrió en áreas marinas litorales, con poca participación de las corrientes de turbidez. Así mismo, atribuyeron la aloctonía de los restos de vegetales fósiles como evidencia de la cercanía a la línea de costa.

González Bonorino y González Bonorino (1988) comparando entre sí a las formaciones Esquel y Jaramillo, las señalaron parte de una misma cuenca de sedimentación marina que se profundiza hacia el noroeste.

Estructura

La Formación Jaramillo, como integrante basal de la columna estratigráfica del Grupo Tepuel, acompaña la estructura general que caracteriza a la sierra de Tepuel. El rasgo estructural más importante es el de un anticlinal de eje con trazo algo irregular, con un rumbo general NNE-SSO. Sin embargo, la Formación Jaramillo aflora únicamente en el flanco occidental del anticlinal y presenta un rumbo general NNE-SSO en las inmediaciones del puesto de la estancia La Mimosa, variando a NNO-SSE en la Cresta Herrera, con una inclinación E y SO respectivamente (Freytes, 1971).

Relaciones estratigráficas

La base de la Formación Jaramillo no es visible y permanece oculta por sedimentos más jóvenes que forman la cubierta del valle intermontano. Con la Formación Pampa de Tepuel que le suprayace, guar-

da una relación concordante, dado por el pasaje gradual consistente en el aumento de la proporción de pelitas y areniscas finas, como así también en la intensidad en la bioturbación (González Bonorino y González Bonorino, 1988).

Edad

La presencia de la licófita *Archaeosigillaria conferta* (Frenguelli) en la localidad tipo de la Formación Jaramillo sugiere una edad carbonífera temprana (Archangelsky *et al.*, 1987b; 1991).

Formación Pampa de Tepuel

Diamictitas gruesas, ortoconglomerados, areniscas, pelitas, fangolitas guijarrosas y escasos niveles de calizas oscuras

Antecedentes

Los niveles «glacimarininos» descritos por Suero (1948, 1953) en la sierra de Tepuel corresponden en parte a las sedimentitas asignadas a la Formación Pampa de Tepuel, como así también la mayoría de los niveles fosilíferos con invertebrados marinos. Estos niveles «glacimarininos» fueron estudiados regionalmente por Frakes y Crowell (1969), Frakes *et al.* (1969) y González (1972), quienes los consideraron como producto de torrentes de barro subácueos.

Page *et al.* (1984) al definir formalmente la Formación Pampa de Tepuel abarcaron a los complejos B, C, E y F. de Suero (1948) y compartieron junto con López Gamundi y Limarino (1984) la idea sobre el origen de las sedimentitas, las que se habrían desarrollado en abanicos submarinos regulados por procesos glaciogénicos continentales.

El análisis sobre los distintos aspectos paleontológicos y bioestratigráficos de la Formación Pampa de Tepuel fueron tratados por Andreis *et al.* (1996), quienes analizaron las distintas asociaciones fósiles de invertebrados marinos y señalaron aquellas que se encuentran más frecuentemente. Con posterioridad, igual temática fue abordada por Simanuskas y Sabattini (1997), Taboada (2001) y Pagani y Sabattini (2002).

Distribución areal

Dentro del área de la Hoja Trevelin, la Formación Pampa de Tepuel forma parte del núcleo de la sierra de Tepuel, extendiéndose desde la latitud del

puesto Pardo hasta más allá del sur del puesto El Palenque (Page *et al.*, 1984). También aflora en el sector sur de la sierra de Tecka sobre su ladera occidental (Turner, 1982). Es muy probable que probablemente también correspondan a la Formación Pampa de Tepuel las sedimentitas neopaleozoicas descritas por González *et al.* (1995) al norte de la misma sierra en las inmediaciones del arroyo Pescado.

Litología

Page *et al.* (1984) describieron a la Formación Pampa de Tepuel como una sucesión sedimentaria caracterizada por una gran variedad de tipos litológicos. Estos autores identificaron un ciclo sedimentario basal de diamictitas gruesas, grano decreciente, tabular con una gran extensión areal, y a continuación fangolitas guijarrosas macizas, a las que le suceden pelitas laminadas. El espesor sedimentario máximo medido para este ciclo alcanza los 70 metros. En cambio, las secuencias de orden menor están constituidas por una sucesión monótona de areniscas y pelitas, con espesores de estratos crecientes, y por ortoconglomerados, los que hacia arriba pasan a areniscas con ondulitas en su techo.

Estas secuencias pueden estar afectadas por plegamientos convolutos de gran escala. La laminación es la estructura sedimentaria más común, acompañada por estratificación ondulítica y ondulitas en los bancos arenosos. En las diamictitas es frecuente encontrar masas de arenas deformadas.

Existen escasos niveles discontinuos de calizas oscuras con restos de invertebrados fósiles marinos, en los que son frecuentes las estructuras de bioturbación perforante.

Espesor

La Formación Pampa de Tepuel en la sierra de Tepuel tiene unos 2900 m de espesor (Page *et al.*, 1984), en tanto que en la sierra de Tecka tiene una potencia estimada en 1200 metros (Parker, 1961; Turner, 1982). Sin embargo, no hay que dejar de tener en cuenta la advertencia de Márquez y Giacosa (2000) sobre la posibilidad de una repetición de estratos por acción tectónica.

Paleontología

Son numerosas las citas en la literatura científica en las que se hace mención al contenido

paleontológico de la Formación Pampa de Tepuel. Entre las primeras contribuciones sobre esta fauna fósil hallada en la zona de la presente Hoja están aquellas realizadas por Amos (1958, 1961a y b), Amos *et al.* (1960) y Miller y Garner (1953), quienes trataron detalladamente a los braquiópodos, trilobites y cefalópodos. Con posterioridad, González (1969, 1974, 1977, 1978, 1980) analizó minuciosamente los bivalvos, en tanto que Sabattini (1972, 1982, 1983, 1985, 1990, 2002) estudió los briozoos.

Además de contar con los trabajos ya mencionados de Amos, los braquiópodos fueron investigados por Simanauskas (1996a, b y c) y Taboada (1998). Así también, Sabattini (1975, 1978, 1984, 1992, 1995a y b, 1997), Sabattini y Noirat (1969) analizaron los gastrópodos, en tanto que los cnidarios fueron tratados por Sabattini (1985), Sabattini y Noirat (1967), Mariñelarena (1970).

Correspondió a Díaz Saravia y Jones (1999) el estudio de los ostrácodos y a González y Sabattini (1972), Pagani y Sabattini (1999), Pagani *et al.* (2002) y a Sabattini y Castillo (1989) el de los calyptotomátidos y equinodermos.

El conjunto de las especies descritas y el material fósil inédito del Neopaleozoico del Chubut depositados en distintas colecciones paleontológicas permitieron a Taboada (2001), a Simanauskas y Sabattini (1997) y a Pagani y Sabattini (2002) formular un importante número de biozonas para el Grupo Tepuel, con extensión temporal y geográfica variable.

Originalmente fueron propuestas dos biozonas para la cuenca del Grupo Tepuel (Amos *et al.*, 1973): la Biozona de Asociación de *Levipustula* y la Biozona Asociación de *Canocrinella*, ambas definidas por Amos y Rolleri (1965), las que sufrieron sucesivas y reiteradas modificaciones.

Simanauskas y Sabattini (1997) sobre la base de la biozona de *Levipustula* (= *Lanipustala sensu* Simanauskas, 1996a) establecieron tres nuevas biozonas: «Zona de *Lanipustula*», «Fáunula de *Pyramus*», y «Zona de *Tuberculatella*». La Biozona de Asociación de *Lanipustula* es la más antigua y esta caracterizada por *L. patagoniensis* Simanauskas asociada con *Malchiblastus* cf. *australis* McKellar y numerosos briozoos descritos por Sabattini (1972, 1982, 1983, 1984, 1985, 1990 y 2002), quienes propusieron como holoestratotipo al nivel con «*Fenestella* y *Productus*» (Suero, 1948), extendiéndose la biozona a los nivel Ft1-9 A de Freytes (1971), puesto de Curzio, sierra de Tepuel y los niveles pelíticos del Mb-LS5 de la Formación Las

Salinas (González, 1972), sierra de Languiño.

La Fauna de *Pyramus* fue posteriormente redefinida por Pagani y Sabattini (2002) como una «Zona de Asociación de *Mourlonia* sp. II - *Pyramus primigenius*», ubicada inmediatamente por arriba de la biozona anterior, pero se extendería principalmente en la sierra de Languiño y por lo tanto, fuera del área del presente trabajo.

La Biozona de Asociación de *Tuberculatella* fue caracterizada por Simanauskas y Sabattini (1997) por *Glabrocingulum (Stenozone) argentinus* (Reed), *Callitomaria tepuelensis* Sabattini y Noirat, *Nordospira yochelsoni* Sabattini, *Mourlonia (Pseudobaylea) poperimensis* Maxwell, *Glyptotomaria (Dyctiotomaria) cf. quasicapillaria* Rollins y *Neoplatyteichum barrealense* Reed, y *Tuberculatella laevicaudata* (Amos). Como holoestratotipo propusieron el nivel «debajo del filón de diabasa», sierra de Tepuel, y como paraestratotipo los niveles de concreciones del puesto La Carlota y del cerro Mina, sierra de Languiño.

Taboada (2001) reconoció como válida a la biozona de *Levipustula* y otorgó el rango de «subzona» a la biozona de *Tuberculatella*. De este modo, la Biozona de Asociación de *Levipustula* estaría caracterizada por *Levipustula levis* Maxwell, *Australopolypora neerkolensis* (Crockford), *Neospirifer leoncitensis* (Harrington), *Spiriferellina octoplicata* Sowerby, *Dielasma* cf. *itaitubense* Derby y *Beecheria patagonica* Amos, e incluiría a la Subzona de *Tuberculatella*.

Taboada (1999, 2001) estableció, además, los límites estratigráficos de la biozona de *Levipustula* en la localidad tipo la Formación Pampa de Tepuel, fijando el límite inferior a unos 1340 metros de la base visible de la secuencia estratigráfica, extendiéndose la biozona aproximadamente unos 660 metros.

Pagani y Sabattini (2002) propusieron, además, otras dos nuevas biozonas basada en moluscos y cefalópodos que abarcarían a la parte superior de la Formación Pampa de Tepuel y a parte inferior de la Formación Mojón de Hierro. Para los gastrópodos y bivalvos, señalaron la Biozona de Asociación de *Callitomaria tepuelensis* - *Streblochondria* sp. caracterizada por un importante número de especies entre las que se encuentran *Promytilus patagonicus* González, *Cypricardinia* aff. *elegantula* Dickins, *Palaeolima antinaoensis* González, *Quadratonucula argentinensis* González, *Nuculopsis (N.) patagoniensis* González, *Euchondria sabattinii* González y *Streblochondria sueroi* González, *Callitomaria tepuelensis* Sabattini

y Noirat, *Mourlonia (Pseudobaylea) poperimensis* Maxwell, *Nordospira yochelsoni* Sabattini, *Platyteichum tenuicostatum* Sabattini, *Glabrocingulum (Stenozone) artentinus* (Reed), *Cinclidonema sueroi* Sabattini, *Neoplatyteichum barrealensis* (Reed), *Hyolithes amosi* González y Sabattini, y *Dentalium (Levidentalium) chubutensis* Sabattini. Esta biozona tendría una extensión tanto en la sierra de Tepuel, como en la sierra de Languiño.

Los mismo autores propusieron además la Biozona de *Suerocheras irregulare*, cuyas especies más características son *S. irregulare* Riccardi y Sabattini, *S. chubutense* (Closs), *Wiedeyoceras argentinense* (Miller y Garner) y *Dinocycloceras argentinum* Sabattini y Riccardi, con una extensión geográfica semejante a la biozona anterior, pero con una mayor amplitud estratigráfica para los términos superiores a la de la Biozona de Asociación de *Callitomaria tepuelensis* - *Streblochondria* sp.

Ambiente de depositación

Los depósitos de la Formación Pampa de Tepuel fueron interpretados originalmente como producto de la acción glaciaria con un importante retrabajo por flujos de gravedad, con generalización de abanicos submarinos (Frakes y Crowell, 1969; Frakes *et al.*, 1969; López Gamundi, 1989; López Gamundi y Limarino, 1984).

González Bonorino y González Bonorino (1988) reinterpretaron las secuencias sedimentarias de esta unidad formacional, especialmente en la sierra de Tepuel, como de origen glaciario de plataforma marina, con un fuerte retrabajo por acción de las olas. Las distintas facies se habrían depositado a profundidades variables, entre los 10 y 75 metros.

Basado en ello, Andreis *et al.* (1996) interpretaron que estas diamictitas no serían depósitos glaciarios, sino tillitas basales y morenas marginales, asociadas a flujo de detritos. Acompañan esta disquisición los hallazgos de González *et al.* (1995), quienes describieron un pavimento glaciario sobre sedimentos blandos para la región de Ap Iwan, pavimento que infrayace los niveles con invertebrados marinos fósiles retransportados y restos de plantas fósiles. Las características de las litofacies, las asociaciones de fósiles y el pavimento glaciario estarían indicando que las sedimentitas neopaleozoicas se depositaron en un ambiente litoral, influenciado por el ingreso de un glaciar en el mar.

Estructura

En general se asigna a la Formación Pampa de Tepuel una estructura anticlinal de rumbo norte-sur, donde la sierra de Tepuel constituye su flanco oriental (Suero, 1947), denominada anticlinal Tepuel por Freytes (1971).

Sin embargo, Márquez y Giacosa (2000) al observar una serie de plegamientos apretados a isoclinales, tanto en la sierra de Tepuel como de Tecka, identificaron algunos corrimientos responsables del levantamiento de las sierras. Uno de estos corrimientos se ubica en las adyacencias del río Tecka (Corrimiento Tecka-Tepuel) el que se extiende en el extremo sur de la sierra de Tepuel.

Relaciones estratigráficas

La Formación Pampa de Tepuel tiene una relación estratigráfica transicional tanto con la Formación Jaramillo que le infrayace, como con la Formación Mojón de Hierro que le suprayace (Page *et al.*, 1984).

Edad

La abundancia de restos fósiles de invertebrados marinos hallados en la Formación Pampa de Tepuel llevó a una diversidad de propuestas, no siempre coincidentes, respecto a su edad.

La sección inferior de la Formación Pampa de Tepuel podría ser atribuida a lo más tardío del Carbonífero inferior, en tanto que los niveles medios y superior estarían restringidos al Pérmico inferior (Simanaukas y Sabattini, 1997; Pagani y Sabattini, 2002), o bien al Carbonífero superior (Taboada, 1999, 2001).

Formación Mojón de Hierro

Areniscas y pelitas, conglomerados y escasos niveles de calizas

Antecedentes

La Formación Mojón de Hierro fue definida formalmente por Lesta y Ferello (1972), quienes designaron de este modo a los complejos F y G del perfil estratigráfico de Suero (1947). Con anterioridad, Freytes (1971) nominó informalmente a estas mismas sedimentitas como Formación Arroyo Garrido, de igual manera que Chebli *et al.* (1979). Posee un importante contenido paleontológico el que fuera

analizado por diversos autores. Trabajos de síntesis paleontológica se encuentran en Archangelsky *et al.* (1987a, b), Andreis *et al.* (1996) y Simanaukas y Sabbattini (1997), en tanto que los restos de vegetales fósiles fueron tratados por Cúneo (1991).

Distribución areal

En el área que comprende la Hoja Trevelin la unidad aflora en el faldeo occidental de la sierra de Tepuel.

Sedimentitas asignadas a la misma formación, pero ya fuera de la presente Hoja, afloran en las áreas denominadas El Molle y Pocitos de Quichaura, al este de la sierra de Tepuel.

Litología

Page *et al.* (1984) describieron una sucesión de areniscas y pelitas predominantes, conglomerados subordinados y escasos niveles de calizas.

Las areniscas son medianas a gruesas, de colores amarillentos a gris-verdosos. Se presentan estratificadas en bancos gruesos (de 30 a 60 cm), con estratificación entrecruzada preferentemente plana y ondulítica.

En la sección basal de la sección asociados a las areniscas se encuentran algunos niveles de calizas oscuras, mientras que en las secciones media y cuspidal son frecuentes los niveles de conglomerados finos a medianos.

Las pelitas son escasas, de color negro y se hallan finamente laminadas.

Espesor

Page *et al.* (1984) al describir a la Formación Mojón de Hierro en su localidad tipo le atribuyeron un espesor del orden de los 500 metros, en tanto que Taboada (2001) la consideró cercana a los 900 metros, medida en la zona del valle Tres Lagunas.

Paleontología

De igual manera que para la formación infrayacente, en la Formación Mojón de Hierro son numerosos los trabajos en la literatura científica en la que se hace mención sobre su contenido paleontológico. Entre estos últimos se cuenta con el de Andreis *et al.* (1996) quienes analizaron las distintas asociaciones fósiles de invertebrados marinos para la Cuenca Tepuel - Genoa, con su distribución geográfica y estratigráfica.

Entre los invertebrados fósiles que se hallan en la unidad y que se presentan más frecuentemente, Andreis *et al.* (1996) señalaron a los braquiópodos *Canocrinella* aff. *farleyensis* (Etheridge y Dunn) (= *Costatumulus amosi* Taboada), *Crurithyris roxoi* (Olivera), *Tivertonia jachalensis* (Amos) *sensu* Archbold y Gaetani (1993) y *Neospirifer leoncitensis* (Harrington); entre los gastrópodos más representativos estarían *Euphemites chubutensis* Sabbattini y *Sinuitina gonzalezi* Sabbattini, *Glabrocingulum (Stenozone) argentinus* (Reed), los bivalvos *Cosmomya (Palaeocosmomya) chubutensis* González y *Nuculopsis (Nuculanella) camachoi* González; el conulario *Hyolithes amosi* González y Sabbattini, y el cefalópodo *Sueroceras irregulare* Riccardi y Sabbattini. Todos ellos incluidos en la Zona Asociación de *Canocrinella* (Amos y Roller, 1965).

Posteriormente, Simanaukas y Sabbattini (1997) al investigar la composición de las faunas fósiles de invertebrados marinos de las distintas unidades bioestratigráficas del Paleozoico superior marino del Chubut, dividieron a la biozona de *Canocrinella* allí existente en dos asociaciones. A la asociación fosilífera más antigua la denominaron «Faunula de *Canocrinella*», y a la asociación más joven «Zona de *Neochonetes*». Esta última biozona se encuentra tanto en la Formación Mojón de Hierro como en la Formación Río Genoa.

Según Simanaukas y Sabbattini (1997) los elementos característicos de la Fauna de *Canocrinella* serían *Canocrinella* aff. *farleyensis* (Etheridge y Dunn) (= *Costatumulus amosi* Taboada), *Glabrocingulum (Stenozone) sp.*, *Nordospira yochelsoni* Sabbattini y una especie no descrita aún y asignada al subgénero *Neochonetes (Sommeriella)* Archbold (1981). En tanto que *Cosmomya (Palaeocosmomya) chubutensis* González, *Palaeolima antinaoensis* González, *Streblochondria sueroi* González, *Glabrocingulum (Stenozone) argentinus* (Reed) y «*Peruvispira*» *sueroi* Sabbattini y Noirat tendrían un biocron muy amplio.

En cambio los elementos típicos de la biozona de *Neochonetes* serían *Neochonetes (Sommeriella) sp.*, «*Kozloskia sp. nov.*», los gastrópodos *Glabrocingulum (Stenozone) sp.* y *Eirlysia sp.*, y entre los bivalvos *Streblopteria sp.*, *Schizodus sp.* y *Netschajewia sp.*

Taboada (1998) al sinonimizar a *Canocrinella* cf. *farleyensis* (Etheridge and Dunn) con *Costatumulus amosi* Taboada, revalidó a la Biozona de *Canocrinella* como Biozona de *Costatumulus* y posteriormente,

Taboada (2001) otorgó a la biozona de *Neochonetes* el rango de sub-biozona como parte integrante de la biozona por él redefinida. La asociación *Costatumulus amosi* Taboada, *Nudirostra cuyana* Amos y *Neospirifer leoncitensis* (Harrington), ha sido considerada como indicativa de la base de la Biozona de *Costatumulus*. Los niveles más altos de esta biozona se interdigitan con capas portadoras de glossopteridales de la fitozona de *Nothorhacopteris chubutiana* (Taboada, 2001).

Además de las biozonas de «*Callitomaria tepuelensis* - *Streblochondria* sp.» y de «*Sueroceras irregulare*» que abarcan tanto a la Formación Pampa de Tepuel como a la base de la Formación Mojón de Hierro, Pagani y Sabbatini (2002) propusieron dos biozonas más para esta última unidad, una basada en bivalvos y gasterópodos, y otra en cefalópodos. Para el primer grupo fósil señalaron la «Zona de Asociación *Euphemites chubutensis* - *Palaeoneilo* aff. *concentrica*» que comprende, además, un alto número de especies exclusivas como ser: *Niadites teckaensis* González, *Sinuitina gonzalezi* Sabbatini, *Glabrocingulum (Stenozone) argentinus* (Reed) y el polyplacoforo *Asketochiton chubutensis* Hoare y Sabbatini (2000). Esta biozona se extiende por los afloramientos asignados a la Formación Mojón de Hierro de las sierras de Tepuel y de Languiño.

La nueva biozona instituida por Pagani y Sabbatini (2002) sobre la base de cefalópodos no diagnósticos (Biozona de Asociación *Mooreoceras zalazarensis*), se extiende en la sierra de Languiño y zona de influencia del río Genoa, y por lo tanto fuera del área de la presente Hoja.

Dos tafocenosis diferentes de vegetales fósiles fueron descritas por Cúneo (1991) para los afloramientos de la Formación Mojón de Hierro que se hallan cerca de la localidad arroyo Garrido, sierra de Tepuel. Para el nivel inferior (Sección Plantífera I) detalló a *Nothorhacopteris major* Cúneo, *Eusphenopteris* cf. *obtusiloba* (Brongniart), *Botrychiopsis* sp., *Bumbudendron* sp., *Paracalamites australis* Rigby y *Calymmatotheca* sp., asociación que fue definida informalmente como una Biozona de Conjunto «A» por Andreis *et al.* (1996). En cambio para el nivel superior (Sección Plantífera II) Cúneo (1991) señaló a: *Asterotheca piatnitzkyi* Frenguelli, *Pecopteris* sp., *Sphenopteris* sp., *Glossopteris wilsonii* (Seward), *Eucerospermum* cf. *nitens* Feruglio y *Cordaites* sp., junto a *Gangamopteris* sp. y *Paranocladus* ? sp. que fueron mencionados por Archangelsky y Cúneo (1984).

Durango de Cabrera y Taboada (1999) dieron a conocer nuevos registros de restos plantíferos para la secuencia sedimentaria de arroyo Garrido, citando a: *Asterotheca piatnitzkyi* Frenguelli y *A. feruglioi* Frenguelli. Todo este conjunto fósil de vegetales fue incluido en la Superzona *Ferugliocladus* por Durango de Cabrera y Taboada (1999), superbiozona descrita principalmente para los sedimentos Neopaleozoicos aflorantes en las inmediaciones del río Genoa.

Ambiente de depositación

López Gamundi (1989) interpretó que la transición sedimentaria entre las formaciones Pampa del Tepuel y Mojón de Hierro fue el producto del ascenso glaciostático del nivel del mar.

Así dentro de la Hoja Trevelin, en la zona del puesto Garrido ubicada en el extremo sur-oriental de la sierra de Tepuel, Andreis y Cúneo (1985) interpretaron a la secuencia sedimentaria como depositada en una plataforma marina amplia y somera, sin vestigios de facies de playas, de barras de desembocadura o de canales interdistributarios de delta, como son frecuentes en las secuencias sedimentarias equivalentes ubicados fuera del área de la presente Hoja. Así también describieron, al menos, dos facies marinas regresivas asociadas a los niveles fosilíferos plantíferos.

Estructura

Los estratos de la Formación Mojón de Hierro se disponen formando una estructura homoclinal, con buzamiento entre los 24° y los 43° hacia el sudeste o, más raramente, al nordeste (Andreis y Cúneo, 1985).

Relaciones estratigráficas

La Formación Mojón de Hierro tiene una relación estratigráfica transicional con la Formación Pampa de Tepuel y, al este del valle Tres Lagunas, está cubierta en relación pseudoconcordante por las areniscas liásicas de la Formación Lepá (Suero, 1947; Page *et al.*, 1984).

Edad

La edad de la Formación Mojón de Hierro fue estimada sobre la base de las asociaciones de su fauna o flora fósil con resultados disímiles, variando entre lo más tardío del Carbonífero y lo más temprano del Pérmico.

Amos (1961 a, 1964) y Amos y Rolleri (1965) estimaron la edad de la biozona de *Canocrinella* (= *Costatumulus*) en el Carbonífero tardío - Pérmico temprano. Amos *et al.* (1973) la asignaron al Pérmico inferior y González (1981) la circunscribió a lo más antiguo del Pérmico inferior (Asseliano temprano).

Archangelsky *et al.* (1987b) analizaron el valor bioestratigráfico de las especies características y confirmaron una edad pérmica temprana. Sin embargo, Runnegar (1972) y Roberts *et al.* (1976, 1995) equipararon la biozona de *Canocrinella* con la Biozona de *Auriculispina* de Australia, y le otorgaron una edad namuriana tardía a estefaniana inclusive. En tanto que, Archangelsky *et al.* (1996) atribuyeron al Pérmico temprano tanto a los invertebrados fósiles marinos característicos de la misma biozona como a la tafoflora fósil intercalada.

Simanaukas y Sabattini (1997) asignaron a la Fauna de *Canocrinella* una edad comprendida entre el Sakmario tardío y el Artinskiano temprano, y a la Biozona de *Neochonetes* que le suprayace, una edad artinskiana tardía a kunguriana inclusive.

Para Taboada (2001), la Biozona de *Costatumulus* (= *Canocrinella sensu* Amos, 1961a) se extiende en 800 de los 900 m estratigráficos que representan a la Formación Mojón de Hierro, y tendría una edad pérmica inferior, comprendida entre el Asseliano y el Sakmario temprano. En tanto que para Pagani y Sabattini (2002) la edad de esta formación abarcaría desde el Asseliano al Kunguriano inclusive.

Formación Nahuel Pan (3)

Andesitas, dacitas, piroclastitas

Antecedentes

Bajo el nombre del epígrafe se designa a un conjunto de rocas lávicas y piroclásticas de composición general mesosilícea que afloran en el faldeo meridional del cerro Nahuel Pan.

Distribución areal y litología

La Formación Nahuel Pan aflora en el faldeo sur del cerro homónimo. Las rocas que la compo-

nen son andesitas y dacitas muy alteradas, de color gris claro a gris verdoso, que se presentan estratificadas en bancos del orden de 15 metros. Los términos superiores son principalmente piroclásticos.

La textura predominante de las lavas es afanítica, con características porfíricas subordinadas. Entre los fenocristales se reconoce plagioclasa sub-euhedral y cuarzo anhedral, en ocasiones con engolfamientos, muy escaso. La pasta es afanítica, desvitrificada, y alterada a clorita y escaso epidoto.

Las piroclastitas corresponden a chonitas, tobas y escasas lapillitas, finamente estratificadas en laminación normal. El color predominante es gris claro. Los componentes son principalmente vítreos, con una participación de fragmento líticos cognados del orden del 10%. El vidrio se halla parcialmente reemplazado por material arcilloso.

Estas rocas volcánicas se generaron en un margen continental activo, donde las efusiones lávicas eran acompañadas por episodios explosivos intermitentes, típicos de estratovolcanes.

Edad y relaciones estratigráficas

No ha sido posible observar las relaciones de campo de la Formación Nahuel Pan con otras unidades geológicas de la comarca, ya que los contactos están cubiertos por depósitos glaciogénicos o por derrubio. Sin embargo, se estima que esta unidad cubre, sin que medie una disturbación tectónica mayor, a las sedimentitas de la Formación Valle Chico en su localidad tipo, que según Cucchi (1980) tienen una edad carbonífera superior - pérmica inferior.

Además, se dispone de dos dataciones K/Ar realizadas en el INGEIS, que arrojaron edades de 205 ± 5 y 160 ± 6 Ma respectivamente, cuyos datos analíticos son los del cuadro 1.

Se considera que se trata de edades mínimas susceptibles de haber sido modificadas por los repetidos eventos térmicos que afectaron la comarca.

De acuerdo con las relaciones estimadas con otras unidades y con la estratigrafía general del área, se considera que esta formación podría ser de edad carbonífero-pérmica.

Cuadro 1. Dataciones radimétricas en rocas de la Formación Nahuel Pan.

Localidad	Litología	K % peso	Ar ⁴⁰ rad. 10 ⁻¹⁰ mol/g	Ar ⁴⁰ atm. %	Edad Ma
Cerro Nahuel Pan	Andesita	0,72	2,096	40,4	160±6
Cerro Nahuel Pan	Toba andesítica	1,55	5,835	8,3	205±5

2.3. MESOZOICO

2.3.1. JURÁSICO

2.3.1.1. Liásico

Formación Río Corintos (5)

Calizas, pelitas y areniscas

Antecedentes

Se denomina de esta manera al conjunto de calizas, pelitas y areniscas que afloran en la desembocadura de algunos afluentes septentrionales del río Corintos, al pie del pico Thomas.

Estos asomos ya fueron observados por Piatnitzky (1946) y Bergmann (1946) quienes designaron estas rocas con la denominación de Esquistos del Río Corintos. Correspondió a Ugarte (1966) formalizar el nombre de esta unidad y señalar al mismo tiempo que no se trata de esquistos, sino en su acepción más antigua, es decir que los afloramientos corresponden a rocas con fisilidad (lutitas). Además de estas últimas, hay areniscas y calizas estromatolíticas.

Distribución areal

Como se mencionara en el párrafo anterior, estas rocas afloran en los pequeños valles tributarios del río Corintos, que descienden por el faldeo sur del pico Thomas. El afloramiento de mayor extensión se encuentra en la quebrada Agapito, próximo a la casa de Agapito Sánchez.

Litología

En la quebrada situada al oeste de la casa de Agapito Sánchez, Leiró (1982) levantó un perfil, cuyas características litológicas son de abajo hacia arriba, las siguientes:

Base cubierta

- 1) 1,00 m Lutitas bituminosas de color gris oscuro a negro, laminadas, con alternancia de láminas arcillosas negras y láminas limosas de color gris claro, ambas de aproximadamente 2 a 3 mm de espesor. Este paquete muestra frecuentes planos de estratificación ondulados y replegados.
- 2) 0,50 m Arenita arcósica de color gris mediano, consolidada, con estratificación fina

poco definida; es de granulometría fina a mediana, muy micácea; contiene restos de naturaleza orgánica correspondientes a tejidos vegetales, apéndices radiculares y fragmentos irregulares completamente carbonizados, como así también abundante polvo carbonoso muy fino intersticial.

- 3) 2,00 m Lutitas bituminosas de color gris oscuro a negras, laminadas.
- 4) 1,00 m Arenisca de color castaño grisáceo, muy consolidada, masiva, de granulometría mediana a fina, de composición esencialmente cuarzo feldespática, con matriz pelítica prominente.
- 5) 23,00 m Lutitas bituminosas de color gris oscuro a negro, consolidadas, con marcada laminación que consiste en una alternancia de láminas arcillosas de color negro de 2 a 3 mm de espesor, con capas limosas de color gris oscuro de espesor similar. Se observa una intrusión andesítica de 70 cm subparalela a la estratificación.
- 6) 1,50 m Areniscas arcósicas masivas, de color gris amarillento claro, con fractura irregular; el tamaño de grano corresponde a arena mediana y tienen cemento carbonático.
- 7) 2,00 m Pelitas bituminosas compactas, de color gris oscuro a negruzco, con fina laminación muy poco evidente y planos de fractura irregulares aunque subparalelos a la estratificación, están surcadas por venillas de calcita de hasta 2 a 7 mm de espesor y presentan pátinas de alteración castaño rojizas.
- 8) 27,00 m Arenitas arcósicas de color castaño amarillento claro, muy consolidada, de granulometría fina estratificada en bancos de 7 a 4 cm de espesor; presencia de minerales micáceos que se concentran en planos paralelos a subparalelos espaciados de 2 a 3 mm, le confiere a la roca laminación, la fractura es regular y sigue la estratificación. El paquete arenoso es granocreciente en aproximadamente sus 2/3 inferiores; en la parte superior del banco se verifica a su vez una gradual disminución en el tamaño de grano, que termina en arena muy fina a limo grueso.

- 9) 15,50 m Arcilitas oscuras, bituminosas, compactas, con contenido de microflora de *Classopollis* muy mal conservada, con alto grado de carbonización. En la parte inferior del banco las rocas son de color más oscuro, casi negras, muy finamente laminadas; hacia el techo, los colores son más claros, gris mediano a gris oscuro, y la laminación se hace algo más gruesa, diferenciándose láminas de hasta 5 mm de espesor de limo muy fino de color gris claro; este material claro aparece también como finas lenticillas de 2 a 3 cm de largo y espesor no superior a 3 milímetros. Todo este paquete pelítico tiene importante participación carbonática, principalmente bajo la forma de una densa red de muy finas venillas, de forma y distribución irregular. Próximo a la base del banco se intruye un dique andesítico de 0,60 m de potencia cuyo rumbo es S 14° O; la intrusión ha incorporado fragmentos de la caja sedimentaria, en cuyos contactos se ha depositado calcita.
- 10) 2,00 m Limolitas grises masivas, calcáreas, entre las que se intercalan 2 niveles: el inferior, de 10 cm de espesor, corresponde a una *packstone* pisolítica de origen algal; se trata de formas esferoidales de algas estromatolíticas cementadas por calcita esparítica a subesparítica. La segunda intercalación, a 1 m por encima de la anterior, es un nivel estromatolítico de 8 a 10 cm de espesor, en el que se observan masas carbonáticas irregulares, con superficies hemiesféricas a mamilares, de hasta 5 cm de diámetro; la muestra presenta al microscopio laminación paralela a la estructura algácea, con cabezuela bien desarrolladas y escaso material detrítico limoso entre las láminas micríticas.
- 11) 4,00 m El banco comienza con areniscas muy finas, masivas, de color gris claro, con fractura irregular y abundante material carbonático; transicionalmente gradan a arcilitas gris negruzcas, parcialmente bituminosas y débilmente calcáreas, con microfauna de ostrácodos; los fósiles presentan un avanzado estado de recristalización que dificulta su identificación. El banco remata en limolitas grises que pasan a su vez gradualmente al banco superior. Próximo a la base, se intruye un dique andesítico de 1 m de espesor.
- 12) 26,00 m Banco granocreciente que comienza con limolitas de colores gris verdoso claro a gris oscuro, masivas, compactas, de factura irregular, surcadas por delgadas venillas carbonáticas; hacia el techo gradan a areniscas de grano muy fino con rasgos megascópicos similares a las limolitas inferiores. En el techo hay restos de hojas y abundantes valvas bien conservadas de pelecípodos de agua dulce.
- 13) 0,80 m Nivel de carbón, con abundantes restos de tejidos vegetales aunque escaso material polínico; contiene asimismo esporas de hongos y esporas triletes lisas, sin significación estratigráfica.
- 14) 2,60 m Tufita de color castaño grisáceo, masiva; la granulometría predominante corresponde a arena fina, observándose escasos y aislados clastos de 4 a 6 mm, subangulosos a subredondeados de naturaleza principalmente volcánica.
- 15) 15,50 m Limolitas gris oscuro a negras, en parte arcillosas, finamente estratificadas, con poco contenido bituminoso.
- 16) 2,60 m Arenita arcósica de grano fino a muy fino, color castaño amarillento, masiva, bien consolidada, integrada por clastos angulosos a subangulosos, con cemento carbonático. Se intercalan entre estas areniscas lentes de pelitas negras compactas, de 10 cm de espesor por 1 m de longitud aproximadamente.
- 17) 3,00 m Lutitas gris oscuro a negras, predominantemente arcillosas, laminadas, parcialmente bituminosas, de brillo submetálico. El banco se presenta muy disturbado, observándose frecuentemente planos de estratificación muy ondulados y aún replegados.

Contenido paleontológico

El análisis palinológico realizado por Pöthe de Baldis (1977), mostró la presencia de microflora de *Classopollis*, muy mal conservada con alto grado

de carbonización y ejemplares muy corroídos. Se identificaron tetradas de *Classopollis* cf. *simplex* muy carbonizadas. Esta microflora es según la autora mencionada, característica del Jurásico, posiblemente inferior.

Por otro lado, se han observado pelecípodos no determinados, probablemente de agua dulce y ostrácodos.

Ambiente de depositación

Los rasgos litológicos mencionados, en especial la preponderancia de depósitos subácueos de baja energía, las estructuras mecánicas de bajo régimen de flujo, la presencia de fauna de agua dulce, restos vegetales y residuos orgánicos de descomposición (carbón-bitumen) indican que la Formación Río Corintos se depositó en un ambiente lacustre.

Relaciones estratigráficas y edad

No se dispone de mayores elementos para precisar la edad de la Formación Río Corintos. De las relaciones de campo se desprende su edad pre-eocena. El contenido palinológico sugiere una edad jurásica inferior. La edad jurásica es corroborada por consideraciones paleoecológicas, durante el Jurásico medio y superior habrían imperado climas cálidos que permitieron el desarrollo de los bancos estromatolíticos (Ramos, 1978).

Hasta contar con nuevas evidencias que permitan asignar una edad más precisa a esta unidad, se la asigna provisoriamente al Liásico. Las características litológicas son similares a las de la Formación Cañadón Asfalto, descritas por Tash y Volkheimer (1970), Proserpio (1976) y Nullo (1983).

Formación Lepá (6)

Conglomerados, areniscas y pelitas

Antecedentes

Los sedimentos liásicos de la comarca son conocidos desde los estudios realizados a inicios del siglo pasado por Roth (1908) y Keidel (1917-1919). Otras importantes contribuciones sobre estas rocas fueron realizadas por Suero (1953), Parker (1961) y Roller (1970). La denominación del epígrafe fue utilizada por Roller (1970).

Distribución areal

La Formación Lepá aflora principalmente en ambos faldeos de la sierra de Tecka. Sin embargo, son más importantes los asomos de la margen oriental y del sector norte de la sierra mencionada, que se extienden al norte del río Gualjaina.

Litología

En la ladera occidental de la sierra de Tecka, la Formación Lepá comienza con un banco conglomerádico y polimíctico, compuesto por clastos redondeados y elípticos de cuarzo lechoso y de areniscas cuarcíferas, cuyo diámetro no supera los 5 centímetros. Un afloramiento típico es el del puente de la ruta nacional 25 sobre el río Gualjaina (Fig. 2). El color es gris blanquecino claro. Es común encontrar transiciones a areniscas conglomerádicas y bancos lenticulares.

Las areniscas son las rocas más comunes, son de colores gris amarillento, gris claro, amarillo grisáceo pálido y anaranjado muy pálido; en general están muy consolidadas, su grano es fino a muy grueso y están constituidas por clastos subangulosos a redondeados donde predomina el cuarzo. Algunos términos presentan participación arcillosa o calcárea; con laminación fina. En distintos niveles pueden encontrarse areniscas tobáceas, generalmente de color blanco amarillento, en ocasiones abigarradas, de grano fino a grueso, que a menudo contienen fósiles bien conservados.

Es posible hallar escasas intercalaciones de limolitas, lutitas, lutitas arenosas y lutitas limosas. En general, tienen colores gris o verde oscuro.

En la sierra de Tecka, la Formación Lepá está integrada por areniscas cuarcíferas de color gris claro y oscuro, en su mayor parte silicificadas, con clastos redondeados de cuarzo lechoso y cuarcitas, con variaciones a areniscas conglomerádicas, areniscas cuarzosas gris verdosas y bancos menores de lutitas y limolitas oscuras.

En las proximidades del cerro Morgan, Turner (1982) describió una columna formada por areniscas cuarzosas, de grano mediano a conglomerádico, con escasas y delgadas intercalaciones de lutitas oscuras. Las areniscas, de grano fino, son de color gris claro a gris verdoso, se presentan compactas y silicificadas. Por encima continúan bancos delgados y potentes de areniscas y areniscas conglomerádicas con clastos de cuarzo lechoso,



Figura 2. Aspecto de niveles de conglomerados de la Formación Lepá en el puente sobre el río Gualjaina.

cuarcitas, pórfiros y de lutitas oscuras provenientes del Grupo Tepuel. Es posible observar óndulas asimétricas.

Los afloramientos más septentrionales de la Formación Lepá se hallan sobre ambas márgenes del río Gualjaina, en las proximidades del puente de la ruta nacional 25. La base de la columna está compuesta por areniscas y bancos conglomerádicos polimícticos, macizos y consolidados, de color preponderantemente gris claro y con matriz arenosa. Por encima se hallan bancos de areniscas cuarzosas de grano mediano a grueso, de color gris y rosado pálido, que alternan con limolitas arenosas y niveles con gran participación piroclástica, de color anaranjado muy pálido y pardo. Las areniscas se caracterizan por su alto grado de consolidación.

En el faldeo occidental de la sierra de Tecka esta unidad está integrada por conglomerados y areniscas de color rosado grisáceo, con tonalidades amarillentas y ocre. Por lo común son de grano grueso que grada a tamaños menores hasta limolitas. En general, la sección inferior muestra los clastos de mayor tamaño y menor selección; pasan de conglomerados y areniscas de grano grueso a areniscas de grano mediano a fino, de color amarillento, en parte bandeadas que en su tramo

superior presentan intercalaciones de limolitas. La sección media está constituida por camadas conglomerádicas que se repiten en forma de lentes de poco espesor y con textura sedimentaria de imbricación bien marcada, seguidas por bancos de areniscas rosadas y ocre, de grano grueso y, limolitas verdosas. Turner (1982) describió una ritmicidad que se repite cada 60 ó 70 metros. Las areniscas varían de arcosas a grauvacas feldespáticas. La sección superior está compuesta por areniscas cuarzosas de grano muy fino a limolitas arenosas, de color gris oscuro. El espesor de este perfil alcanza según Turner (1982) los 500 metros.

Contenido paleontológico

Feruglio (1949) mencionó la presencia de *Entolium demissum disciforme*, restos de corales e improntas mal conservadas de amonites en los afloramientos liásicos de la sierra de Tecka. Por otro lado, en afloramientos situados más al oeste, indicó la existencia de *Rhynchonella* sp., *Cardinia andium*, *Pecten* sp., *Trigonia* aff. *angulata*, *Trigonia* sp., *Mytilus scalprum*, *Vola bodenbenderi*, *Amussium personatum*, *Cypricardia ancatruzi*, *Natica catanlensis*, *Nautilus* aff.

intermedius, *Ctenostreon* cf. *wrighti*. Entre los vegetales, el autor citado señaló restos de *Elatocladus* sp. y *Nilssonina kurtzi*.

Ambiente de depositación

La presencia de fósiles marinos y de restos de plantas sugiere un ambiente marino cercano a la costa. Las óndulas indican un ambiente de depositación tranquilo y de poca profundidad.

En consecuencia, se puede considerar que la Formación Lepá se depositó en un ambiente marino pando nerítico a litoral. Turner (1982) sugirió que la sedimentación se habría producido en un engolfamiento del mar mesozoico, semejante al de la Cuenca Neuquina.

Relaciones estratigráficas

La Formación Lepá se apoya en discordancia sobre las areniscas micáceas y conglomerados del Grupo Tepuel, de edad carbonífera. Por otro lado, está intruida por las rocas gabroides de la Formación Tecka y por los granitoides del Granito Aleusco, ambas unidades de edad liásica superior.

Edad

Las relaciones de campo sugieren una edad post carbonífera y pre-liásica superior para esta unidad. La presencia de *Vola* sp. y *Cardinia* sp. permite asignar la Formación Lepá al Liásico inferior.

Granito Aleusco (8)

Granitos, granodioritas, tonalitas, monzodioritas, dioritas y diques ácidos

Antecedentes

Turner (1982) denominó Formación Aleusco a los granitoides caracterizados por la presencia de cuarzo, plagioclasa ácida y anfíbol que afloran en el ámbito de la Hoja 44c, Tecka, a escala 1:200.000. Incluyó en dicha unidad, además de los granitos aflorantes en las inmediaciones de la laguna Aleusco o La Dulce, a las rocas plutónicas que se localizan al oeste del río Tecka, así como también otras que se hallan en las cercanías del puesto El Munro y al norte del cerro Quichaura.

El cuerpo conformado por granitoides que ocupa la parte central de la depresión tectónica de Languiño fue designado como Batolito Aleusco por

Spikermann *et al.* (1988). Posteriormente, Haller *et al.* (1999) se refirieron a este cuerpo como Plutón Aleusco.

Considerando que las características petrográficas de los asomos de la laguna Aleusco difieren de las exposiciones occidentales, en esta Hoja se utiliza el nombre Granito Aleusco para los afloramientos del sector nororiental de la Hoja Trevelin, por considerarlo más adecuado al Código de Nomenclatura Estratigráfica.

Distribución areal

El Granito Aleusco se halla emplazado en la depresión tectónica del arroyo Languiño y ocupa una franja de aproximadamente 20 km de longitud por 10 km de ancho. Se expone en una superficie aproximada de 130 km².

Aflora en las márgenes septentrional y occidental de la laguna Aleusco, extendiéndose hasta la latitud del cerro Mendieta (Fig. 3).

Litología

De acuerdo con el detallado estudio de Spikermann *et al.* (1989), el Granito Aleusco es un plutón compuesto, integrado por una fase intrusiva con granodioritas y términos graníticos, tonalíticos y monzodiorítico-dioríticos subordinados y, una fase tardía formada por diques aplíticos, pegmatíticos y leucomicrogranitos.

Las rocas presentan en general una coloración gris clara con tonalidades que varían de rosado a gris verdoso más oscuro. La textura preponderante es granosa de grano medio. Los constituyentes principales son plagioclasa (oligoclasa - andesina media), cuarzo, feldespato alcalino, biotita y hornblenda. Algunos cristales de plagioclasa están incluidos en cristales de feldespato alcalino de mayor tamaño; en estos casos es común que los individuos de plagioclasa se presenten redondeados y erosionados, con cortes e invasiones de feldespato, el que parece formar texturas monzoníticas con la plagioclasa. El feldespato alcalino aparece en grandes cristales anhedrales de hasta 8 mm de longitud, con apariencia invasiva en relación con los minerales que incluye, plagioclasa y anfíbol. El cuarzo se observa en cristales anhedrales de hasta 3 mm de diámetro, con disposición generalmente intersticial. El anfíbol, de color verde a pardo, forma prismas de hasta 4 mm, parcialmente reemplazados por titanita y clorita y, escasos granos de epidoto y de minerales opacos.



Figura 3. El Granito Aleusco y sus típicas formas de erosión.

Acompañan como minerales accesorios, circón, apatita, titanita y opacos.

Es común encontrar xenolitos de hornfels de grano fino y tonos oscuros, irregularmente distribuidos, constituidos por anfíbol y plagioclasa reemplazados principalmente por filosilicatos.

La fase tardía, identificada por su textura aplítica, está formada por cuarzo, feldespato alcalino en ocasiones perfitico o gráfico, plagioclasa (oligoclasa sódica), biotita y muscovita. Los minerales accesorios acompañantes son epidoto y titanita. También se han observado pegmatitas de composición similar.

Desde el punto de vista geoquímico las rocas tienen características típicamente calcoalcalinas y de granitos de arco volcánico (Spikermann *et al.*, 1989; Haller *et al.*, 1999). El porcentaje de K es mediano a alto, con relaciones $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ que varían entre 0,93 y 1,79. Los contenidos de Rb se incrementan desde las dioritas (86 ppm) a las cuarzo-monzonitas (151 ppm), mientras que los tenores de Sr disminuyen de las dioritas (320 ppm) a las cuarzo-monzodioritas (242 ppm). Los granitoides tienen un rango de contenidos de tierras raras relativamente limitado ($\Sigma\text{TTRR} = 97\text{-}110$ ppm) y bajas relaciones de TTRR livianas a pesadas $[(\text{La}/\text{Lu})_{\text{cn}}] \cong 6,5$. Las anomalías de Eu son relativamente pequeñas ($\text{Eu}/\text{Sm} \cong 0,287$).

Ambiente de formación

El Granito Aleusco tiene una distribución de TTRR similar a la de los granitoides de los Andes y

de la Antártida (Pearce *et al.*, 1984; Armienti *et al.*, 1990; Barbieri *et al.*, 1994). Sus rasgos geoquímicos permitieron a Haller *et al.* (1999) proponer un origen vinculado a la subducción con una gran participación de contaminación cortical para estas rocas.

Esta unidad constituye un plutón aislado integrante del Batolito Patagónico Subcordillerano propuesto por Gordon y Ort (1993), situado al naciente del Batolito Patagónico.

Relaciones estratigráficas

Las rocas de esta unidad intruyen a las sedimentitas de la Formación Lepá, del Liásico inferior. La relación con las rocas gábricas de la Formación Tecka no es tan evidente, mientras que en algunas localidades el Granito Aleusco corta claramente a los gabros, en otras la relación de campo es incierta.

Por otro lado, las plutonitas graníticas están cubiertas e intruidas por las rocas volcánicas terciarias del Complejo La Cautiva y de la Formación Cerro Menuco.

Edad

Las relaciones de campo sugieren una edad post liásica inferior y pre-terciaria. Se dispone de dataciones radimétricas realizadas por el método K/Ar, cuyos resultados analíticos se exponen en el cuadro 2.

Estas cifras permiten establecer una edad media de 180 ± 5 Ma, correspondiente a la parte alta del

Cuadro 2. Dataciones radimétricas de rocas del Granito Aleusco.

Muestra	K % peso	$K^{40} 10^{-10}$ mol/g	Ar^{40} rad. 10^{-10} mol/g	Ar^{40} atm. %	Edad Ma	Referencia
AK 2552					180±10	Linares y González, 1990
AK 4059	1,02	3,045	3,429	74,10	184±6	Haller <i>et al.</i> , 1999
AK 4060	3,12	9,313	10,164	37,80	179±7	Haller <i>et al.</i> , 1999
AK 4061	1,16	3,463	3,737	12,60	177,06±6	Haller <i>et al.</i> , 1999

Liásico, coherente con las relaciones de campo. Asimismo, este dato es consistente con la edad media propuesta por Gordon y Ort (1993), para el Batolito Patagónico Subcordillerano de 182,5±13 Ma.

2.3.1.2. Liásico-Dogger

Formación Tecka (7)

Gabros y diabasas

Antecedentes

Rocas intrusivas básicas fueron reconocidas y mapeadas por primera vez en la sierra de Tepuel por Suero (1947, 1948). Otras numerosas exposiciones en esta sierra fueron identificadas por Freytes (1970, 1971) en ocasión del mapeo detallado de esta sierra a escala 1:50.000, para las cuales propuso utilizar la denominación de Formación Cresta de Los Bosques, por ser esta localidad donde se hallan las exposiciones más espectaculares de estas rocas.

Los trabajos posteriores de exploración geológica regional han puesto de manifiesto la distribución de rocas similares a lo largo de gran parte de la Precordillera del Chubut. Durante el levantamiento de las Hojas 44d, Languiño, y 44c, Tecka, Turner (1975, 1980, 1982) detalló afloramientos de rocas básicas intrusivas en las secuencias del Paleozoico superior y Jurásico inferior a las que denominó Formación Tecka.

Page, en la descripción geológica de la Hoja 45b, reconoció numerosos cuerpos al este de la sierra de Tepuel (en Franchi y Page, 1980 y Page, 1982). A su vez, Nullo (1983) mapeó rocas similares al occidente de Pampa de Agnia.

Las primeras observaciones petrográficas de esta unidad corresponden a Perrot (1960). Con posterioridad, en los trabajos de S. Page (1984) y Poma (1986) se describieron e interpretaron las principales características petrológicas de estos cuerpos. Page y Page (1999) realizaron una síntesis de este magmatismo.

Otras contribuciones relevantes en cuanto al mapeo y a la comprensión del significado de estas rocas incluyen los trabajos de Lesta y Ferello (1972), Spikermann (1976), Di Tommaso (1978), Chebli *et al.* (1979), Lage (1982), Lesta *et al.* (1980), Limarino (1980), Irigoyen (1983), Lago (1983), Pérez (1984) y Villalba (1983).

En esta descripción se adopta el nombre de Formación Tecka (Turner, 1975, 1982) ya que fue el primero en ser propuesto de manera formal, en tanto que la denominación de Formación Cresta de los Bosques fue utilizada previamente por Freytes (1970, 1971) pero en informes inéditos. Asimismo, sirve para diferenciarla del término Complejo Cresta de los Bosques definido por Franchi y Page (1980), quienes consideraron que esta unidad «*incluye rocas de edad y origen posiblemente diversos*» (Franchi y Page, 1980: 214) y que fue generada como el resultado de tres episodios distintos, a lo largo del lapso Pérmico- Dogger, por lo que es posible que el mencionado complejo reúna otras unidades, además de las jurásicas.

Distribución areal

Esta unidad se localiza principalmente a lo largo del filo y al este de las sierras de Tecka y Tepuel. Fuera de la Hoja se reconocen hacia el este, en Quichaura y Languiño. Los afloramientos de la región de Tecka y Tepuel son los más voluminosos y mejor expuestos. Los asomos no se destacan particularmente del relieve general y suelen ser reconocidos por los detritos de colores oscuros, gris verdoso a negro, que se observan en los bajos.

En el norte de la Hoja se registra la presencia de rocas básicas en la intersección de la ruta nacional 25 con el río Gualjaina y, hacia el sureste, se las visualiza al norte y suroeste de la laguna La Dulce asociadas a sedimentitas liásicas. Hacia el sur de la laguna La Dulce los afloramientos de estas rocas se encuentran en gran medida «ahogados» por las ro-

cas intrusivas ácidas que constituyen el plutón granítico Aleusco, así como por emisiones basálticas terciarias.

En la sierra de Tecka, los asomos son de pequeño tamaño, están parcialmente cubiertos y la geometría de los cuerpos no es clara; sin embargo, las diferencias texturales permiten referirlos a diabasas o gabros. En esta sierra se hallan varios grupos de afloramientos, el más extenso corresponde al ubicado en el sector sur; es probable que parte del mismo esté sepultado por el relieve volcánico posterior que lo cubre parcialmente, en particular en su borde occidental donde los depósitos volcánicos son más potentes.

Los afloramientos hallados en la sierra de Tecka continúan hacia el sur en la sierra de Tepuel con texturas y mineralogía similares. Varios asomos de pequeñas dimensiones, marginan el borde occidental de la laguna Quichaura, en el extremo nordeste de la sierra. En el sector central, en el filo de la sierra, constituyen la llamada Cresta de los Bosques, caracterizada por el relieve abrupto y los picos afilados que dieron nombre a la unidad según la propuesta de Freytes (1970) y Franchi y Page (1980). Se trata de un afloramiento de dimensiones notables, de 10 km de longitud, forma tabular, subconcordante con los estratos carboníferos a los que intruye. Su espesor pasa de 1000 m al sur a menos de 500 en el extremo norte. Se interpreta el contacto como tectónico debido a la ausencia de evidencias térmicas con la caja, y bordes de enfriamiento en el cuerpo.

Otro asomo importante se localiza en la ladera occidental y núcleo de la sierra de Tepuel, al este y sur del arroyo Montesino. Tiene forma elongada de rumbo NO, con un ramal en el tramo sur, de rumbo NE. Este cuerpo está separado del batolito granítico del Cretácico superior por afloramientos de poco espesor pertenecientes al Grupo Tepuel. En el sur de la sierra hay tres asomos principales y varios menores de esta unidad, que tienen importantes modificaciones estructurales y metasomáticas producidas por la intrusión del batolito ácido. El área se encuentra tectonizada. El mayor de los cuerpos ocupa una superficie de 16 km², está ubicado en el cerro Crestas, dispuesto como cuña entre apófisis de granito y tiene orientación N-S. Los dos restantes, en los cerros Toniello y Fernández, tienen dimensiones menores pero significativas (4 y 5 km², respectivamente) y se hallan al oeste de la divisoria de aguas local y están orientados al NE,

En las estribaciones orientales de la sierra, al este del valle de Tres Lagunas, se reconocen los

mejores afloramientos en relación con la superficie de exposición, aunque de peor acceso. Constituyen una faja semicontinua de forma aproximadamente rectangular, con el eje mayor orientado según una dirección NS. Tienen una longitud de aproximadamente 20 km y un ancho de 10 kilómetros. De norte a sur componen el cerro del puesto 18, ubicado al sur del arroyo El Palenque, el cerro Negro de Quichaura, separado del anterior por el valle del arroyo Tres Lagunas, uno de los afluentes del arroyo Quichaura. Al sur del cerro Negro de Quichaura, una depresión separa este cerro de los asomos más australes de esta faja.

Al oriente de la sierra de Tepuel se encuentran los afloramientos más extensos y voluminosos. Constituyen los cerros Eje Grande, Negro de Quichaura, Mendieta y Loma Larga. En conjunto definen una pequeña serranía independiente, de contornos algo difusos, dispuesta entre el valle del arroyo Quichaura y la sierra de Tepuel, con la cual se unifican hacia el sur. En su extremo norte, el valle de Tres Lagunas separa ambas unidades orográficas. Se ha estimado en 50 km² el conjunto de áreas expuestas de rocas básicas en este sector.

Litología

En general, los afloramientos tienen escaso relieve relativo. Son rocas estratificadas, con texturas cumulares, que poseen estratificación de origen magmático y textura granosa. Predominan los colores grises y gris verdoso. El tamaño de grano es medio, si bien no es homogéneo. Las rocas con tamaño de grano homogéneo suelen presentar meteorización catafilar. En algunos afloramientos se observan tendencias porfíroides con desarrollo de cristales en dos etapas principales. Son rocas con muy escasa olivina o sin ella, formadas por dos generaciones de cristales, una de ellas constituye megacristales de plagioclasa y piroxeno y la otra es de grano más fino y de similar composición.

En unos pocos afloramientos, como el ubicado en las inmediaciones del establecimiento Mendieta, se encontraron rocas de grano fino, a las que se interpretó como facies de borde y por lo tanto de rápido enfriamiento, así lo confirman la textura, el hábito y las características de sus minerales. El contacto con la caja se encuentra cubierto.

Las rocas cumulares están formadas por una alternancia de bandas o «estratos» de distinta composición y color, que se repiten; unas corresponden a niveles de tonalidad extrema, blanquecina y gris

oscura a negra, mientras que otras, de color gris y verde grisáceo, son las que predominan. Es una asociación de diabasas y gabros cuya composición abarca desde noritas hasta peridotitas; en proporción menor se hallan variedades ultrabásicas y leucocráticas. La asociación de minerales es olivina, plagioclasa cálcica, ortopiroxeno y clinopiroxeno. Los minerales accesorios, si bien son importantes por sus características, no se observan en todas las rocas y en las que se encuentran lo hacen en proporciones muy variables; así, en las rocas menos diferenciadas hay magnetita, sulfuros de hierro, níquel y cobalto, espinelos de magnesio, con hierro y cromo, en tanto en las rocas más diferenciadas se advierte cuarzo y feldespato alcalino. Un mineral accesorio común en casi todas las rocas es apatita, la que suele presentar variaciones en su hábito.

Las variaciones en la proporción de los minerales y la composición de éstos determinan las variedades petrográficas que caracterizan cada nivel cumular. Las rocas más abundantes son diabasas (o gabros) olivínicas, noritas, y diabasas noríticas muy diferenciadas con granófiro intersticial. En proporciones menores se registran anortositas, peridotitas y troctolitas. En algunos niveles se observa que los minerales tabulares o prismáticos muestran cierta tendencia a disponerse según el eje mayor paralelo al plano de estratificación (laminación ígnea). Muchas de estas rocas son de textura homogénea, no cumular, y están formadas por plagioclasa, piroxenos, con y sin olivina, y con los minerales accesorios comunes ya mencionados.

La mayoría de los cuerpos reconocidos presentan petrografía (mineralogía y texturas), composición química y relaciones de edad, similares. En su petrografía, todos tienen como tipo dominante a la norita, en gran medida formando parte de una secuencia bandeada, constituida por proporciones variables de piroxenos, plagioclasa y olivina, como minerales principales. En cada uno de los asomos de la sierra de Tepuel hay importantes variaciones mineralógicas debidas a la naturaleza cumular de estas rocas. Sin embargo, se observa una tendencia en las rocas más orientales a mostrar un grado de diferenciación mayor. Por ejemplo, en la sierra de Quichaura se encuentran noritas con granófiro intersticial y monzogabros, mientras que en los cuerpos más occidentales se localizan troctolitas, exclusivas de ese sector. Un muestreo representativo de los afloramientos de mayor envergadura permitió catalogar a las rocas analizadas como toleíticas, con hipersteno normativo.

El conjunto de evidencias mencionadas, petrográficas, químicas y estructurales, confirman la presunción de que todos estos cuerpos corresponden a un único ciclo tectónico-magmático con diferentes niveles de exposición debido a las naturales variaciones de emplazamiento y particularidades tectónicas locales.

Debe considerarse, que la mayoría de los contactos están cubiertos y a través de evidencias geológicas se interpretan como tectónicos, sin embargo ciertas características generales como la concordancia de los cuerpos observados, su forma tabular, la ausencia de brechas o fracturamiento en la roca de caja, la estructura del cuerpo y, la existencia de un borde de enfriamiento advertida en algunos pocos afloramientos, permiten suponer que el emplazamiento de la rocas se produjo en una región controlada por esfuerzos extensionales.

Es difícil estimar el real tamaño de estos cuerpos básicos. Se interpreta que representan los restos dislocados de una intrusión somera. Varias fracturas regionales han disturbado el emplazamiento original, aislando los distintos fragmentos. Por otro lado, la tectónica de corrimientos imperante en la comarca podría haber apilado segmentos de esta unidad, aumentando el espesor aparente como lo señalaran Márquez y Giacosa (2000).

Relaciones estratigráficas y edad

Estos cuerpos básicos intruyen las secuencias sedimentarias del Paleozoico superior (Fig. 4) y del Lías, y están cubiertos e intruidos respectivamente por vulcanitas mesosilícicas y granitoides de edad jurásico-cretácica.

La relación con los granitoides del Granito Aleusco no es tan evidente. En algunas localidades los granitoides cortan claramente a los gabros, en otras la relación de campo es incierta.

En la ladera sudoeste de la sierra de Tepuel, en las inmediaciones del establecimiento Montesino, granitos del Cretácico superior intruyen y modifican apófisis de uno de estos asomos gábricos (Spikermann, 1976, 1978; S. Page, 1984).

En función de las relaciones estratigráficas, Perrot (1960) les asignó a estas rocas una edad post liásica y Freytes (1973) consideró su emplazamiento como pre-cretácico.

Las primeras dataciones radimétricas de estas rocas trajeron cierta confusión respecto de su edad:



Figura 4. Gabros de la Formación Tecka intruyendo a depósitos carboníferos del Grupo Tepuel.

En un principio se informaron edades cretácicas en la sierra de Tecka (Turner, 1982) y pérmicas y jurásicas en Tepuel (Franchi y Page, 1980), lo que llevó a estos últimos autores a considerarlas como un Complejo. Sin embargo, las relaciones geológicas y estructurales coinciden en establecer el emplazamiento de estos cuerpos en relación con la sedimentación liásica (S. Page, 1984; Poma, 1986); de esta manera, estarían vinculados a un atenuamiento cortical relacionado con la formación de la cuenca liásica.

En los últimos años se ha acumulado un conjunto de edades que varían entre 171 ± 5 en el arroyo Garrido, 178 ± 10 laguna Quichaura y 165 y 180 Ma (Poma, 1986; Franchi y Page, 1980).

Féraud *et al.* (1999) realizaron una datación por el método Ar/Ar obteniendo el valor de $182,7 \pm 1$ Ma; la muestra está ubicada unos 100 m al norte del puesto Huenchaqueo ($43^\circ 36' 14''$ S y $70^\circ 02' 43''$ O).

En definitiva, los nuevos datos corroboran la asignación de la intrusividad de los gabros, en la Precordillera del Chubut a la culminación del Toarciense, inicio del Dogger, como ya fuera enunciado sobre la base de argumentos geológicos (S. Page, 1984; Poma, 1986).

2.3.1.3. Liásico-Dogger-Malm

Formación Lago La Plata (4)

Rocas piroclásticas y lávicas principalmente mesosilíceas. Escasas rocas epiclásticas

Antecedentes

Las rocas volcánicas de la cordillera fueron reunidas por Quensel (1911) en su *Porphyritformation* que se extendía desde los 41° hasta los 49° de latitud sur. Las investigaciones posteriores permitieron separar esta entidad en unidades litológicas y cronoestratigráficas diferentes. Es así como se pudo diferenciar una entidad de origen volcánico inferior, una sucesión sedimentaria intermedia y unas vulcanitas superiores. La Formación Lago La Plata corresponde al conjunto volcánico inferior.

Feruglio (en Fossa Mancini *et al.*, 1938) denominó Complejo Volcánico de El Quemado a un grupo de rocas ácidas y mesosilíceas ubicadas estratigráficamente por debajo de las secuencias sedimentarias mesozoicas, aflorantes al sur del lago Buenos Aires. Las vulcanitas equivalentes, de composición predominantemente ácida del sector chileno, al oeste del río Jeinemeni, fueron designadas Serie

Ibáñez por Heim (1940). Este término fue actualizado por Skarmeta (1978) y Charrier *et al.* (1979), quienes lo reemplazaron por Formación Ibáñez.

En el sector del lago Fontana, las primeras observaciones petrográficas se deben a Quartino (1952) quien utilizó el nombre Serie del Lago La Plata para referirse al complejo volcánico - sedimentario allí aflorante. Esta serie está constituida por piroclastitas y vulcanitas mesosilíceas, rocas esquistas, sedimentitas conglomerádicas y pelitas. Posteriormente, Ramos (1976) formalizó como Formación Lago La Plata a esta unidad. Estas rocas se extienden sin solución de continuidad, hacia el norte (Haller y Lapido, 1980), hasta el área objeto de este estudio.

En el sector aledaño a Trevelin, estas rocas fueron denominadas por Thiele *et al.* (1979) como Formación Huemul, en el sector chileno adyacente, y como Formación Arroyo Cajón por Pesce (1979a) en el tramo cordillerano entre Corcovado y el lago General Vintter.

En este trabajo se adopta la nomenclatura propuesta por Ramos (1976) por considerar que tiene prioridad según el Código de Nomenclatura Estratigráfica.

Distribución areal

Las rocas de la Formación Lago La Plata afloran a lo largo del cordón limítrofe argentino - chileno. Se extienden hacia el oeste en el vecino país y también hacia el norte, hasta la latitud de El Bolsón y, hacia el sur, hasta el sur del lago homónimo, donde empalmarían con el Complejo El Quemado.

Litología

Esta unidad está compuesta por rocas volcánicas y piroclásticas de composición preferentemente mesosilícea. En ocasiones hay epiclastitas asociadas.

En el sector situado al norte del río Grande, esta unidad aflora en la base del cordón Situación, pudiéndose seguir sus asomos hasta la cota de 1100 m en el faldeo occidental del mismo. Por su parte, en el faldeo oriental hay buenas exposiciones en la base, pero hacia arriba los afloramientos están cubiertos por depósitos glaciares, derrubio y suelo desarrollado a expensas de esta unidad. Se observan estas rocas en el cerro La Portada y en las partes altas de los espolones serranos que se extienden al naciente del cordón Situación.

La Formación Lago La Plata presenta términos más ácidos, fenoriodacíticos, en la base del

cordón Situación. Se trata de rocas de textura porfírica, con abundantes fenocristales de feldespato y cuarzo, con biotita subordinada; en ocasiones se ve pirita diseminada. Al microscopio; los fenocristales muestran fluidalidad. Se ha distinguido albita entre las plagioclasas, sin embargo, hay también términos calcosódicos y potásicos subordinados.

En la desembocadura del río Frey en el embalse Amutui Quimei, se han observado rocas similares. En esa localidad afloran fenoriodacitas de textura afanítica y color rosado con pátinas de meteorización de tonos naranjas y morados. Vista al microscopio, se trata de una vulcanita africa con microlitas de feldespato y cuarzo, de diámetros inferiores a los dos milímetros. La composición es inhomogénea, aparentemente en partes es alcalina y en partes calcosódica. Las microlitas calcosódicas son más pequeñas y están más corroídas por la pasta; pueden estar agrupadas o asociadas a las microlitas alcalinas. La mesostasis está formada por los mismos minerales, probablemente intercrecidos. A ellos se suman diminutos minerales opacos y micas secundarias, principalmente biotita. Estas características permiten clasificar esta roca como fenoriodacita.

Por encima de las rocas riolíticas continúan piroclastitas dispuestas en bancos estratificados, de una potencia media de tres metros. Se distinguen tobas y brechas. Las primeras muestran microclastos de rocas volcánicas y trozos de cristales de feldespatos; los colores varían de gris claro a morado. En las brechas se diferencian clastos angulosos a subredondeados de rocas lávicas y piroclásticas de hasta 4 cm de diámetro. El material aglutinante es en general tobáceo (trizas).

Los términos superiores de la Formación Lago La Plata en el cordón Situación, están constituidos por fenoandesitas y piroclastitas subordinadas. Las rocas lávicas son de colores gris, morado y distintos tonos de verde. En ocasiones presentan amígdalas rellenas de calcita.

Los afloramientos se extienden hacia el oeste, a lo largo de la margen septentrional del embalse Amutui Quimei, hasta el río Blanco (Fig. 5).

En la margen sur del embalse, los asomos de la Formación Lago La Plata se desplazan desde el arroyo Huemul hacia el naciente, constituyendo la parte inferior de los cerros Ascención y Tres Uñas. En esta zona hay un predominio de piroclastitas sobre las rocas lávicas.

En el sector denominado El Chaco aflora una brecha de color gris con piroclastos de hasta dos



Figura 5. La Formación Lago La Plata en el extremo noroccidental del lago Amutui Quimei. Al fondo afloramientos de la Formación Cerro Campamento.

centímetros de diámetro. Al microscopio, se trata de una lapillita; los piroclastos de mayor tamaño corresponden a litoclastos provenientes de rocas volcánicas y escasas piroclásticas. Los cristaloclastos son de cuarzo, feldespatos y anfíbol parcialmente alterado a clorita y vitroclastos desnaturalizados. El material aglutinante es arcilloso, probablemente producto de la desnaturalización del material vítreo original. Se observa clorita, carbonato, sílice, epidoto y minerales opacos de origen secundario.

En la comarca ubicada al sur del río Grande, en el cordón de rumbo este - oeste, cuyos cerros más altos son el Ver y Los Galeses, la secuencia volcanoclástica presenta características similares a las del cordón Situación. Las fenoriodacitas son observables en el extremo oriental de las rocas aborregadas situadas en el paraje denominado Los Cipreses. Las rocas que se apoyan sobre ellas, son piroclastitas y rocas lávicas subordinadas. Predominan los colores morados, grises y verdosos.

Hacia el sur, la Formación Lago La Plata fue reconocida en ambas laderas de los valles de los arroyos Blanco y Baggilt. En este último, al pie del cerro Falso Cono, se recogió una vulcanita de textura porfírica en la cual se distinguen fenocristales tabulares de plagioclasa, en una mesostasis alterada que confiere un color verdoso a la roca. Se advierten huecos de piritita lixiviada. Vista al micros-

copio, la roca presenta una textura porfírica con fenocristales de plagioclasa albítica (?) y algunos de menor tamaño totalmente reemplazados por sericita, clorita y minerales opacos, que podrían corresponder a mafitos. La alteración característica de la plagioclasa es arcilloso-sericítica, aunque hay reemplazos locales por carbonato y minerales opacos. La pasta es un agregado de minerales leucocráticos, con zonas de textura granofírica, a los que se suman abundantes minerales opacos ferruginosos dispuestos en venillas o dispersos, algunos cristales de mayores dimensiones revelan su hábito cúbico. También hay escasa apatita. Se observa una reacción de los fenocristales con la pasta y/o los fluidos mineralizantes. Estos fluidos aportaron sílice, álcalis, óxidos de hierro y en menor medida provocaron carbonatación y sericitización, lo que dificulta determinar la composición original de esta vulcanita.

En las quebradas de los arroyos Greda y Huemul existen asomos aislados de esta unidad. Se han podido visualizar brechas tobáceas asignadas a la Formación Lago La Plata a una cota de 1250 m en el faldeo sur del cerro Greda Este.

En el faldeo sureste del cordón limitado por los arroyos Huemul y Atravesado, al oeste del puesto Rechene, afloran tobas y brechas andesíticas de color gris.

Asimismo pueden observarse extensos afloramientos en la margen occidental del valle del río Hielo, en el tramo delimitado por los puestos Austin y Roa. Cerca del puesto Austin, hay una toba arenosa de color negro, intruida por los granitoides del Batolito Andino. Al microscopio, se distinguen los litoclastos de vulcanitas, que en ocasiones exceden el tamaño ceniza. Predominan las vulcanitas mesosilíceas en cuya pasta abundan microlitas tabulares de plagioclasa. Los cristaloclastos son escasos y generalmente más pequeños; algunos son de cuarzo, otros de plagioclasa epidotizada y otros están reemplazados por clorita, biotita o epidoto. La matriz es de grano sumamente fino y al igual que los litoclastos está bastante alterada a clorita, material carbonático y arcilloso.

Otra muestra, procedente de la quebrada El Atravesado, extraída cerca del contacto entre los granitoides del Batolito Andino y la Formación Lago La Plata, es una vulcanita modificada por alteración hidrotermal. Se trata de una roca de color gris claro y estructura granosa fina. Está levemente piritizada y probablemente silicificada. Al microscopio se observa una textura porfírica con fenocristales de feldespato, quizás únicamente calcosódico; el índice de refracción medido en dos cristales, corresponde a oligoclasa ácida. La alteración hidrotermal ha provocado carbonatación, silicificación, sericitización, cloritización y piritización.

Los afloramientos de la Formación Lago La Plata en el cordón limítrofe, al sur del cerro Ventisquero Sur, presentan un predominio de rocas lávicas, con piroclastitas subordinadas. En la quebrada del río Plomo, afluente de Hielo, afloran fenoandesitas porfíricas con fenocristales de color negro cuyos diámetros alcanzan un centímetro en una pasta afanítica y de color verde. Analizada al microscopio, los fenocristales son de augita y de otro mineral, de menor desarrollo que los de augita, totalmente reemplazados por penninita, por otros minerales no identificados y por clinzoisita (?) de características atípicas.

El extremo nororiental del cordón de Las Tobas, desde la base hasta la cota de aproximadamente 750 m está constituido por rocas asignadas a esta formación. Al sureste del puesto Roberts aflora una andesita de textura porfírica con fenocristales blancos de feldespato de un diámetro máximo de 3 mm en una pasta afanítica y de color gris. Al microscópico la roca tiene textura porfírica seriada y está alterada. Los fenocristales son en su mayoría de plagioclasa, mientras que otros de menor tamaño, corresponden a mafitos alterados. La plagioclasa (de composición albítica) está reemplazada principalmen-

te por epidoto y arcillas, en tanto los mafitos lo están por clorita y epidoto. Se reconocen secciones basales de piroxeno. Los minerales opacos aparecen en cristales de menor tamaño al de los mafitos, muestran bordes de reacción muy irregulares y también están diseminados en la pasta en forma de cristales pequeños. La mesostasis de textura microgranosa, es un agregado cuarzo - feldespático con arcillas, minerales opacos, clorita y apatita alterada.

En la margen oriental del río Hielo, 3 km al sur del mallín Pantanoso, aflora una fenoandesita porfírica de color gris mediano con escasos fenocristales claros, de hasta 2 mm de diámetro, en una pasta fina.

Aproximadamente a 2 km al sur, afloran vulcanitas oscuras muy disturbadas tectónicamente, que fueron asignadas con dudas a esta unidad. Se trata de rocas de textura porfírica con fenocristales blancos de plagioclasa maclada, cuyos diámetros varían entre dos y cinco centímetros. La pasta es afanítica y de color negro. La roca tiene una pátina de meteorización arcilloso - ferruginosa. En esa localidad llama la atención el alto grado de inclinación de los bancos, que alcanza a 70° al este y rumbo casi norte-sur.

Los afloramientos de la Formación Lago La Plata se extienden en el sector septentrional de la Hoja hacia el este del río Hielo. Las vulcanitas del sector comprendido entre la laguna Theobal y el mallín del Burro son asignadas a esta unidad. De manera semejante, las rocas de origen volcánico que constituyen el cuerpo principal del cordón del cerro Cucho y adyacencias, pertenecen a la Formación Lago La Plata. En este último sector, Pezzuchi y Takigawa (1983) han encontrado niveles calcáreos y psamíticos intercalados entre vulcanitas andesíticas y riódacíticas, semejante a los bancos sedimentarios intervolcánicos descritos por Skarmeta y Charrier (1976) y Skarmeta (1978).

Más hacia el sur, pueden observarse los términos basales de esta unidad a lo largo del tramo septentrional del río Corcovado y del arroyo Cajón. Están integrados por una roca de color gris oscuro, de pasta afanítica, en la que se distinguen pequeños cristales de plagioclasa y de minerales máficos.

En el valle del arroyo Cajón es posible distinguir la intercalación de rocas de carácter más ácido, de color rojo negruzco y blanco grisáceo, con texturas porfíricas. Los fenocristales más abundantes corresponden a cuarzo y feldespato. Los niveles superiores están constituidos por andesitas de color rojo negruzco y verde azulado oscuro, con marcado as-

pecto mantiforme. Estas características litológicas y estructurales se mantienen asimismo en los cerros ubicados entre Las Horquetas y valle Hondo.

En la comarca de los ríos Encuentro y Falso Engaño, la sección inferior está formada por coladas, brechas e ignimbritas de naturaleza andesítica.

En el sector meridional de la Hoja, los términos superiores se caracterizan por su marcada estratificación. Están integrados principalmente por una secuencia piroclástica con intercalaciones epiclásticas de grano fino. Pueden observarse en los cerros ubicados al sur del cordón de Las Tobas. A lo largo del portezuelo norte y en el arroyo Pedro, el espesor de este paquete varía entre 6 y 10 metros; los bancos tienen espesores entre 0,10 m y 0,85 metros. Predominan los colores verde oscuro, gris verdoso y gris. Desde el punto de vista litológico la sucesión está constituida por tobas de grano fino, de aspecto macizo y textura afanítica. En menor proporción, aparecen rocas de textura porfírica, en las que se distinguen pequeños cristales de cuarzo, plagioclasa y minerales máficos.

Entre las piroclastitas alternan bancos epiclásticos integrados por pelitas de naturaleza calcárea, caracterizadas por una laminación fina (0,02 a 0,06 m), dada por capas de colores claros y oscuros, que probablemente caractericen un ambiente lagunar.

En el faldeo oriental del cerro Cuche se observan asimismo intercalaciones sedimentarias cuyo espesor ha sido estimado en 200 metros. Los afloramientos se muestran bien estratificados pero desconectados entre sí. La secuencia sedimentaria está constituida por una alternancia de pelitas, areniscas, conglomerados, niveles carbonáticos y coquinas. Las pelitas son de color gris o verde, pueden ser macizas o laminadas y componen bancos de espesor variable entre 0,15 y 4,60 metros. Las areniscas muestran en general un color gris o pardo, con superficies de alteración rojizas; el tamaño de grano es de mediano a fino; los estratos pueden medir entre 1 y 2 metros, mientras que algunos estratos amalgamados alcanzan hasta 12 metros. Los conglomerados pueden agruparse en dos tipos diferentes. Los primeros son finos a medianos, oligomícticos, de fábrica matriz sostenida; la matriz es de composición arenosa, hasta sabulítica. Puede observarse que algunos estratos tienen una estratificación gradada granocreciente, mientras que en otros es granodecreciente. La base es erosiva y puede contener intraclastos de pelita.

El espesor de los bancos varía de algunos centímetros hasta 3,6 metros. El segundo tipo de conglomerados es de grano mediano, oligomíctico, con geometría lenticular; presentan fábrica clasto-sostenida y la matriz está representada por fragmentos de cuarzo redondeados. Hacia la parte superior de la secuencia se intercala una coquina de 2 m de espesor, clasificada por Massaferró (2001) como *floatstone* biosiliciclástico, cuya matriz es una arenisca muy fina de color pardo grisáceo. Otras intercalaciones comprenden *mudstones* bioturbados, *packstones* oncoidales y estromatolitos planares de bajo relieve sinóptico (Fig. 6) (Massaferró *et al.*, 1998), así como calizas en estratos macizos y en gran parte silicificados, caracterizados por meteorización paquidérmica (Massaferró, 2001).

Contenido paleontológico

En las sedimentitas del cerro Cuche, Pezzuchi y Takigawa (1983) indicaron la presencia de *Myophorella* sp., *Pecten* cf. *textorius* y *Cardinia* sp. Por otro lado, Massaferró *et al.* (1998) mencionaron *Stylophylloopsis* cf. *victoriae*. Contribuciones posteriores de Massaferró (2001) señalaron la existencia de *Polymorphites* (?) sp., *Myophorella* (*Myophorella*) cf. *araucana* y gastrópodos indeterminados.

Ambiente de depositación

La asociación de vulcanitas calcoalcalinas con sedimentitas marinas sugiere un ambiente de arco de islas, característico de un margen continental activo.

Relaciones estratigráficas

En el sur de la sierra de Tepuel rocas asignadas a la Formación Lago La Plata yacen sobre los depósitos neopaleozoicos del Grupo Tepuel.

Fuera de la comarca, al este del lago Fontana, Malumián y Ploszkiewicz (1976) observaron esta unidad por encima de depósitos que por su contenido amonitifero tendrían edad toarciense.

En el cordón de Los Galeles, depósitos que se adjudicaron con reservas a la Formación Cerro Campamento, cubren a las vulcanitas de la Formación Lago La Plata, como también lo hacen las vulcanitas cretácicas de la Formación Divisadero.



Figura 6. Estromatolitos de la Formación Lago La Plata en el faldeo oriental del cerro Cuche.

Por otro lado, en territorio chileno la Formación Lago La Plata infrayace en aparente concordancia a la Formación Aserradero, asignada al Neocomiano superior (Fuenzalida Ponce, 1968).

Edad

Las relaciones de campo permiten asignar la Formación Lago La Plata al lapso Bajociano-Tithoniano.

Se dispone de dataciones radimétricas de muestras de esta unidad. Los valores analíticos se indican en el cuadro 3.

Se estima que el valor 34 ± 5 Ma presenta un elevado contenido de Ar atmosférico. Por su parte, el valor de 124 ± 5 Ma puede representar la reapertura del sistema isotópico, debido al calenta-

miento sufrido por efecto de la intrusión del Batolito Andino y/o la extrusión de la Formación Divisadero durante el Cretácico inferior.

El fechado de 171 ± 5 Ma es coincidente con la isocrona Rb/Sr informada por Ghiara *et al.* (1999) de 180 ± 10 Ma. Ambas muestras corresponden a la base aflorante de la Formación Lago La Plata. De esta manera, este acontecimiento volcánico del margen continental activo de Sudamérica se habría iniciado durante el Liásico superior, en coherencia con las observaciones de Malumián y Ploszkiewicz (1976) más arriba citadas, y habría perdurado hasta el Jurásico inferior, de acuerdo con las dataciones radimétricas y a la relación de concordancia con sedimentitas del Tithoniano-Neocomiano (Lizuain, 1999; Giacosa y Márquez, 1999).

Cuadro 3. Dataciones radimétricas de rocas de la Formación Lago La Plata.

Localidad	Litología	% K	Ar ⁴⁰ Rad 10 ⁻¹⁰ mol/g	% Ar ⁴⁰ Atm	Ma
Cerro Ver	Brecha andesítica	1,39	4,323	16,6	171 ± 5
Arroyo Baggilt	Andesita	1,30	2,904	14,9	124 ± 5
Río Hielo	Andesita	1,31	0,782	64,6	34 ± 5

2.3.2. JURÁSICO-CRETÁCICO

2.3.2.1. Tithoniano-Neocomiano

Formación Cerro Campamento (9)

Areniscas, calizas, lutitas calcáreas y carbonosas, arcilitas

Antecedentes

La designación de esta unidad corresponde a Pesce (1979a), quien de esta manera designara a las calizas, lutitas calcáreas y areniscas aflorantes en la ladera meridional del cordón de Las Tobas. En el sector adyacente hacia el poniente, en territorio chileno, Fuenzalida Ponce (1968) denominó a sedimentitas equivalentes como Formación El Aceite y Formación Río Palena.

Distribución areal

Las rocas de la Formación Cerro Campamento afloran en la parte baja del faldeo sur del cordón de Las Tobas. Otros asomos que se hallan en el cordón de Los Galeles fueron incluidos con dudas en esta unidad. En dicho accidente orográfico, estas rocas se localizan en el faldeo norte de los cerros Ver y Los Galeles. Hacia el este, estos estratos se acuñan, para desaparecer al naciente del meridiano del cerro Los Galeles.

Otros afloramientos menores de esta unidad se encuentran en las serranías ubicadas al sur de los cerros mencionados, a una cota aproximada de 1500 metros. Asimismo, se las observa en el faldeo nordeste del cerro Cónico.

Litología

De acuerdo con Pesce (1979a), los afloramientos de esta unidad en la base del cerro Campamento están compuestos principalmente por calizas y lutitas carbonosas. Las rocas presentan colores gris oscuro y gris claro y forman delgados bancos cuyos espesores varían entre 0,30 y 1,00 metros. Entre los bancos calcáreos se distinguen arcilitas micríticas, calizas oolíticas y micritas fosilíferas. En la columna sedimentaria se intercalan bancos de areniscas de espesor variable, de hasta 16 m de potencia. El tamaño de grano varía de mediano a fino y poseen escasa coherencia. El cemento es carbonático y es posible observar niveles con abundantes restos de conchillas. Los afloramientos de

la Formación Cerro Campamento en esta localidad son discontinuos y aparecen cubiertos por material glaciogénico y derrubio de faldeo. Pesce (1979a) mencionó que se midieron perfiles del orden de 25 m y que el espesor total de esta unidad alcanzaría 250 a 300 metros.

Las rocas del cordón de Los Galeles están constituidas por lutitas laminares con sedimento calcáreo, de color gris oscuro. La estructura laminar está dada por la alternancia de capas de areniscas de grano muy fino y arcilitas. Vistas las rocas al microscopio, los clastos de las areniscas son subangulares y subredondeados y están parcialmente corroídos por el material aglutinante de naturaleza arcillosa con probable predominancia de clorita. En la fracción clástica preponderan clastos de plagioclasa y fragmentos líticos originalmente vítreos, pero actualmente desnaturalizados. Los fragmentos de cuarzo son los más escasos. En el cerro Ver estas capas alcanzan solamente 50 m de espesor.

Los afloramientos del cerro Cónico tienen una potencia estimada en 100 m, son más areniscosos y de color gris verdoso. Presentan escasos y delgados bancos de calizas negras y ftanitas.

Contenido paleontológico

En el área que abarca la Hoja Trevelin, esta unidad tiene escasos restos fosilíferos. Se han reconocido ostrácodos y pectínidos.

En el sector chileno adyacente al oeste, Fuenzalida Ponce (1968) mencionó la existencia de *Favrella wilckensi*, *Blanfordiceras australis*, *Frenguelliceras* cf. *magister*, *Neocomites pseudoregalis*, *Lytococeras palenensis*, *Ammonites* sp., *Belemnopsis patagoniensis*, *Nautilus* sp., *Gryphaea* sp., *Monotis* sp., Lamellibranchiata y restos de madera fósil. También citó microfósiles con formas semejantes a los de las familias Nodosaridae y Lagenidae.

Ambiente de depositación

Esta unidad se habría depositado en un ambiente marino con características litorales, como lo indican su litología y estructuras sedimentarias.

Relaciones estratigráficas

No se observa la base de esta unidad en el ámbito de la Hoja aquí descripta. Las sedimentitas del cordón de Los Galeles, que fueron incluidas con

dudas en esta formación, se apoyan sobre las vulcanitas de la Formación Lago La Plata.

Por otro lado, sí es posible apreciar que la Formación Cerro Campamento infrayace a las rocas volcánicas de la Formación Divisadero de edad cretácica inferior.

Edad

Las relaciones de campo sugieren una edad comprendida entre el Liásico superior y el Cretácico inferior. La presencia de *Favrella* sp. indica una edad neocomiana. Sin embargo, Charrier y Covacevich (1980) sugirieron la conveniencia de revisar la fauna recolectada por Fuenzalida Ponce (1968) y mantener reservas para su uso stratigráfico. Según Charrier y Covacevich (1980: 162), la fauna de Alto Palena caracterizaría al lapso Tithoniano superior - Berriasiano inferior.

Considerando por otra parte que en la región se implantó un régimen marino durante el Tithoniano - Neocomiano, se considera que la Formación Cerro Campamento corresponde a dicho lapso.

2.3.3. CRETÁCICO

2.3.3.1. Cretácico inferior

Formación Divisadero (10)

Lavas ácidas a básicas; piroclastitas; brechas y aglomerados; areniscas y pelitas

Antecedentes

Heim (1940) definió la Serie Divisadero en la comarca de Coyhaique. Haller y Lapido (1980) propusieron reunir bajo la denominación Grupo Divisadero a las formaciones volcanogénicas cretácicas que yacen stratigráficamente por encima de las sedimentitas tithoniano-neocomianas, en este tramo de los Andes Patagónicos. De esta manera se incluyen dentro del Grupo Divisadero a la Formación Cordón de las Tobas, (definida por Fuenzalida Ponce, 1968 y citada por Thiele *et al.*, 1979), al Miembro Ventisquero de la Formación Tamango (descrita por Thiele *et al.*, 1979) y a la Formación Carrenleufú (Pesce, 1979a).

Distribución areal

La Formación Divisadero aflora en el cordón Situación, por encima de la cota de 1000 metros. Al sur

del embalse Amutuy Quimei, estas rocas asoman en el cordón limítrofe al norte del cerro Castillo, en la cima del cerro Ventisquero y en los cerros Ascensión, Tres Uñas y el cerro innominado situado al sur y suroeste de aquellos últimos, respectivamente.

En el sector cordillerano que se extiende al sur del río Grande, la Formación Divisadero está expuesta en el cordón de los cerros Ver y Los Galeses; en el cordón que se extiende al este del cerro Cónico; en las cumbres de las serranías de Los Barrancos; en el cordón caracterizado por los cerros Greda y Greda Este y en las serranías situadas al oeste del puesto Rechene.

Hay otros asomos de esta unidad en la serranía delimitada por el río Hielo y el arroyo Atravesado; en el tramo sur de la serranía de Los Derrumbes y en las cumbres de los cerros que se alzan al sur de esas elevaciones, hasta el Rincón del Aceite. Otros afloramientos se hallan en las cumbres del extremo nororiental del cordón de Las Tobas.

Hacia el sur, esta unidad se la localiza en las elevaciones caracterizadas por el cerro Cortado, el Portezuelo Norte y el cordón de Los Morros. También se encuentran en los cerros Herrero y Centrales.

Litología

Esta unidad está compuesta por una sucesión de vulcanitas -lavas y piroclastitas- y epiclastitas continentales. La naturaleza predominante de las vulcanitas es andesítica, aunque se observa que los términos superiores son de carácter más silíceo. Los mayores espesores medidos son del orden de 900 m, desconociéndose su techo.

En el cordón de Las Tobas esta formación se inicia con lavas andesíticas de color gris oscuro y textura porfírica. Continúan brechas tobáceas de colores claros. Siguen algunos bancos psamíticos con delgadas intercalaciones pelíticas. La sucesión está coronada por tobas moradas claras. Se observan filones capa intruidos en la sucesión, de naturaleza tanto ácida como básica. Una característica general es la alteración de los feldespatos en estas rocas.

En el cordón Situación, los términos inferiores de la Formación Divisadero están integrados por tobas vitrocrystalinas finamente laminadas, estratificadas en bancos de 0,20 - 0,50 m de espesor, de color predominantemente rojo. La laminación se debe a la iso-orientación de los minerales planares. Estas características sugieren que estas piroclastitas se depositaron en medios subácueos. Por encima de las tobas se apoyan lavas silíceas de color rojizo oscuro.

Las rocas de la Formación Divisadero en el cerro Ver tienen una composición que varía de andesitas basálticas a riolitas. Muestran texturas porfíricas y piroclásticas. Las lavas contienen fenocristales tabulares de plagioclasa (andesina-oligoclasa sódica) y escasos individuos de augita; la pasta está conformada por tablillas delgadas de plagioclasa con los espacios intersticiales ocupados por óxidos de hierro y minerales secundarios como sericita, cuarzo y feldespato; como mineral accesorio frecuentemente se halla apatita. Las rocas piroclásticas muestran generalmente texturas felsíticas porfíricas con estructuras eutaxíticas y abundantes *fiammes*. Los cristaloclastos predominan sobre los litoclastos y están formados por feldespato y cuarzo, el hábito de los feldespatos es de prismas cortos y están por lo general fracturados y alterados a minerales arcillosos; el cuarzo se encuentra en individuos pequeños y fracturados. Los litoclastos están representados por material vítreo recristalizado a agregados felsíticos y exsoluciones de óxidos de hierro y, fragmentos de rocas andesíticas y riolíticas. La pasta está constituida por trizas vítreas recristalizadas en agregados cuarzo-feldespáticos y una matriz vítrea recristalizada a pequeños cristales diseminados de feldespatos, clorita, calcita, agregados felsíticos y óxidos de hierro.

En la cima del cerro Ver aflora una riolita de color morado y textura fluidal. Presenta pequeños fenocristales de color blanco de 1 mm de diámetro. Vista en un corte delgado, los fenocristales corresponden a plagioclasa, originalmente andesina, parcialmente reemplazada por oligoclasa; están moderadamente corroídos por la matriz y alterados a carbonato. La pasta tiene textura granofírica. Junto con el cuarzo y el feldespato alcalino se observan numerosos pero diminutos cristales de minerales opacos, grumos de carbonato, escasa biotita secundaria y excepcionalmente, apatita.

En el faldeo norte del cerro Campamento se localizó una andesita afanítica de color gris oscuro y fractura irregular. Al microscopio, esta roca tiene textura porfírica con pasta de caracteres entre pilotáxica e intersertal. Los fenocristales son de plagioclasa (oligoclasa cálcica) reemplazada en gran parte por fluorita, carbonato, sericita y opacos. La pasta está formada por microlitas de plagioclasa y abundantes minerales opacos y secundarios.

Otra muestra, recolectada por encima de la anteriormente descrita, corresponde a un basalto gris

oscuro de grano fino y fractura irregular, que al microscopio muestra una textura porfírica de pasta intersertal a subofítica.

En el cerro Herrero esta unidad se inicia con aglomerados volcánicos intruidos por delgados filones capa. Los colores predominantes varían de morado claro a oscuro. Las rocas tienen textura porfírica y composición andesítica. Integran bancos de 1 a 3 m de potencia y en general están alteradas. Los niveles intermedios de esta sucesión presentan intercalaciones de areniscas y limolitas, micritas y tobas cristalovítreas. Estas intercalaciones se caracterizan por su estratificación fina a muy fina y sus colores blanquecinos, amarillentos y grises.

En la parte superior de los afloramientos de los cerros Centrales se observa una alternancia de bancos, de 0,5 a 1 m de espesor, compuestos por tobas vítreas y vitrocrystalinas de colores gris claro a verde grisáceos. Culmina la secuencia con bancos compactos de ignimbritas cuarzosas de colores amarillentos y morados.

Ambiente de formación

La naturaleza calcoalcalina de los productos volcánicos que integran la Formación Divisadero indica que estas rocas se generaron en un margen continental activo, correspondiente al margen protopacífico de Sudamérica durante el Cretácico inferior.

Relaciones estratigráficas

La Formación Divisadero se apoya en discordancia sobre las sedimentitas de la Formación Cerro Campamento, del Tithoniano-Neocomiano. No se conoce el techo de esta unidad. Está intruida por los plutones del Granitoide Río Hielo y de la Formación Morro Serrano, cuyas edades se extienden del Cretácico inferior tardío al Cretácico superior.

Edad

De las relaciones de campo surge una edad post neocomiana y pre-terciaria para esta formación.

Se dispone de algunas dataciones radimétricas realizadas en el INGEIS sobre rocas de esta unidad, cuyos datos analíticos son los del cuadro 4.

Se considera que el valor de 64 ± 2 Ma refleja una edad mínima debido al bajo contenido de K y

Cuadro 4. Dataciones radimétricas de rocas de la Formación Divisadero.

Localidad	Litología	K % peso	Ar ⁴⁰ rad. 10 ⁻¹⁰ mol/g	Ar ⁴⁰ atm. %	Edad Ma
Cerro Ver	Toba andesítica	0,72	0,812	53,2	64±2
Cerro Ver	Toba andesítica	1,20	2,265	24,6	106±5
Serranía de Los Derrumbes	Toba andesítica	1,12	1,633	32,0	82±3
Cordón de Las Tobas	Riodacita	3,54	6,468	11,8	100±5

de Ar radiactivo y, el elevado contenido de Ar atmosférico. Por otro lado, el valor de 82±3 Ma, coincidente con la edad de un ciclo plutónico de la región (Haller y Lapido, 1980), refleja la reapertura del sistema isotópico por efectos térmicos. Las edades de 100±5 y 106±5 Ma corresponden al Cretácico inferior tardío.

En consecuencia, se asigna la Formación Divisadero al Cretácico inferior.

2.3.3.2. Cretácico inferior a superior

Granitoide Río Hielo (11)

Granitos, granodioritas, tonalitas, dioritas y diques básicos

Antecedentes

Se designa de esta manera a las rocas plutónicas sobresaturadas que afloran en el cordón limítrofe argentino-chileno y en las áreas contiguas y que integran el Batolito Patagónico.

Pesce (1979 a) en su estudio de la Cordillera Patagónica entre Corcovado y el lago General Vintter, dividió a las rocas graníticas allí aflorantes en dos unidades, Granito de Corcovado y Granito Lago General Vintter, los que se diferencian por sus características petrográficas y coloración

Distribución areal

El Granitoide Río Hielo aflora sobre ambas márgenes del embalse Amutui Quimei, al oeste de los arroyos Huemul y Blanco. Un asomo de menores proporciones se observa al pie del cerro Situación, en tanto en el cerro Sin Fin hay uno de dimensiones importantes.

En los diferentes cordones serranos limitados por los ríos Huemul por el norte y Hielo por el sur se localizan diversos afloramientos de desarrollo variable. Frente al puesto Austin en el valle del río Hielo hay asomos más reducidos de esta entidad.

Otros, extensos, se encuentran en la zona de la estancia Alto Kaquel.

Más hacia el sur, en el tramo este-oeste del valle del río Tecka es también posible observar esta formación.

En el sector meridional de la Hoja, el Granitoide Río Hielo se extiende desde el cerro de La Virgen hasta el lago General Vintter. Hacia el naciente hay afloramientos de estas rocas en el cordón de Putrachoique y en el área de la estancia El Refugio.

Litología

El Granitoide Río Hielo está integrado por rocas plutónicas cuya composición varía de granitos a dioritas. Los diques básicos que a modo de enjambre intruyen a las plutonitas, han sido incorporados a esta unidad.

En la margen norte del embalse Amutui Quimei, al oeste del arroyo Blanco, aflora una diorita de color gris y estructura granosa mediana, con fractura irregular. Se observan cristales de plagioclasa y de anfíbol alterado. Vista al microscopio, la roca tiene textura granosa, compuesta por andesina básica y anfíbol muy alterado a clorita, minerales opacos, sericita y carbonato. Algunos escasos cristales de plagioclasa exhiben una incipiente zonación, la cual está remarcada por la alteración sericítica. Hay un 5% de feldespato alcalino y cuarzo intersticial; a veces estos minerales están micrográficamente asociados.

Los granitoides de la margen sur del embalse presentan características litológicas en general similares, aunque en algunos lugares pueden estar alterados hidrotermalmente. Al pie del cerro Situación, en la villa nordeste del embalse, aflora una tonalita anfibólico-biotítica de color gris claro, compacta, de fractura irregular. Posee textura granosa mediana a fina y está compuesta por cristales subhedrales de feldespatos blanco-amarillentos de 1 a 3 mm de longitud, de cuarzo gris,

anhedral, de 1 a 2 mm, y minerales félicos que llegan a 6 milímetros.

En las nacientes del río Huemul, en el extremo nororiental de la serranía de Los Barrancos, se localiza una granodiorita de color gris claro y estructura granosa mediana. Está constituida por cuarzo anhedral, feldespatos subhedrales claros y minerales félicos.

Los afloramientos situados en las cabeceras del río Hielo corresponden a un granitoide de color gris claro y textura granosa mediana, en la que se distinguen feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, biotita, hornblenda y piritita.

En la margen noroeste del río Hielo, frente al puesto Austin, asoma una granodiorita de color rosa grisáceo claro y estructura granosa mediana. Se distinguen cristales anhedrales de cuarzo y de un feldespato claro y, granos subhedrales de un feldespato rosado. En el corte delgado, la textura es granosa panalotriomorfa y está compuesta principalmente por cuarzo, plagioclasa de composición labradorita cálcica y feldespato potásico perfitico. El cuarzo y el feldespato alcalino esbozan en algunos lugares una rudimentaria textura gráfica. El feldespato potásico se dispone generalmente en forma envolvente alrededor de la plagioclasa; ambos están alterados a material arcilloso impregnado por minerales opacos y la plagioclasa, además, a sericita o epidoto. Los minerales máficos están totalmente alterados a clorita, minerales opacos y epidoto. Ocasionalmente aparece biotita asociada. La apatita y el circón constituyen los minerales accesorios.

Las rocas plutónicas que se hallan en las márgenes del tramo septentrional del río Corcovado, del arroyo Cajón y en el tramo este-oeste del río Tecka tienen composiciones de granodioritas, tonalitas y monzodioritas cuarzosas, con abundante oligoclasa-andesina y feldespato alcalino intersticial, acompañados por escasa hornblenda y biotita. En general muestran un avanzado grado de meteorización.

En el cerro Poncho Moro afloran granitos y granodioritas biotíticas de color rosado, de textura mediana a gruesa.

En el sector comprendido entre el cerro de La Virgen y el lago General Vintter las rocas plutónicas presentan importantes cambios composicionales, desde granitos a tonalitas. En líneas generales, el color preponderante es el gris claro y el tamaño de grano, mediano. El mineral máfico dominante es anfíbol, mientras que la biotita está subordinada.

En el sector oriental los principales afloramientos se encuentran en la sierra de Kaquel. Un asomo

conspicuo es el *stock* que conforma el cerro Kaquel. Las rocas exhiben una llamativa homogeneidad, tanto textural como composicional. Se trata de granodioritas de color gris claro y textura granular hipidiomorfa, mediana a gruesa, en ocasiones porfiroide, característica esta última observable en la plagioclasa y en el anfíbol. Las rocas poseen un leve grado de alteración, la cual genera superficies de coloración rojiza. Otra característica es la presencia de xenolitos o enclaves redondeados.

La mineralogía de estas granodioritas está constituida por plagioclasa, cuarzo, feldespato alcalino, hornblenda y biotita. Como minerales accesorios hay circón, titanita y opacos. La plagioclasa (oligoclasa-andesina) es subhedral, zonada, con desarrollo de mirmequitas en el contacto con el feldespato alcalino; presentan maclas según leyes de albita y Carlsbad y ocasionalmente contienen inclusiones de apatita; pueden estar levemente alteradas a sericita. El cuarzo es anhedral, con extinción relámpago y ondulosa y con numerosas fracturas curvas. El feldespato alcalino es límpido, anhedral y con muy baja birrefringencia; en algunos casos incluye cristales de plagioclasa; puede conformar texturas gráficas con el cuarzo o mirmequíticas con la plagioclasa. La hornblenda tiene tamaños que varían entre 0,1 y 1,5 cm de longitud, sus cristales son euhedrales a subhedrales, con pleocroismo del verde pálido al verde; los cristales más desarrollados son poiquilíticos, con inclusiones de numerosos minerales como feldespato, titanita, apatita y circón; también pueden conformar texturas simplectíticas con minerales opacos. La biotita se halla en láminas prismáticas cortas, de aproximadamente 0,1 cm y en secciones basales anhedrales; está levemente alterada a clorita y en algunos casos contiene inclusiones de circón. Los escasos minerales opacos son euhedrales a subhedrales, tienen hábito cúbico y contienen inclusiones de apatita y de feldespatos.

Desde el punto de vista geoquímico, los granitoides del Río Hielo tienen características netamente calcoalcalinas y de granitos de arco volcánico y son moderadamente peraluminosos. Consolidaron por procesos de cristalización fraccionada, principalmente por plagioclasa y hornblenda y en las rocas más evolucionadas, también por biotita y feldespato potásico (Barbieri *et al.*, 1991).

Los granitoides están intruidos por un enjambre de diques de composición andesítico-basáltica. Las potencias observadas varían entre el orden de la

decena de centímetros y tres metros. Corresponde señalar que Lanyi (1970) mencionó la existencia de diques de 15 m y 10 m de potencia.

En las nacientes del río Huemul las rocas granosas están intruidas por diques de andesitas de textura porfírica y color gris claro. Se distinguen fenocristales blancos de 1 a 2 mm de diámetro, en una pasta de grano fino. Al microscopio se los identifica como feldespatos alcalinos y plagioclasa.

En el límite internacional, en las cabeceras del arroyo Atravesado, los granitoides están intruidos por pórfiros dioríticos de color gris y estructura granosa fina. En el corte delgado se observa que es un pórfiro diorítico con cuarzo, de textura granosa, con escasos cristales de mayor diámetro que el promedio. Los constituyentes principales son plagioclasa, hornblenda y cuarzo. Los índices de las plagioclasas corresponden a andesina, que está alterada a material sericítico-arcilloso. El cuarzo tiene carácter intersticial y el mineral secundario más importante es la clorita, que está acompañada por minerales opacos, pistacita, titanita y apatita.

En el cauce del río Futaleufú, las vulcanitas de la Formación Lago La Plata están intruidas por diques de andesita-basandesita de textura afanítica a porfírica fina, que han sido asimilados al conjunto asociado a los granitoides. El rumbo predominante de los diques es este-sudeste; otras direcciones importantes son noroeste y norte-sur. Los diques se cortan entre sí, lo cual señala la existencia de varios pulsos para su intrusión.

Ambiente de formación

Las características geoquímicas indican que el Granitoide Río Hielo se formó en un ambiente de subducción, como era el margen continental activo de Sudamérica durante el Cretácico.

Relaciones estratigráficas

El Granitoide Río Hielo intruye a las rocas volcánicas de la Formación Lago La Plata y, algunos términos de esta unidad también hacen lo propio con las formaciones Cerro Campamento y Divisadero, de edad tithoniano-neocomiana y cretácica inferior respectivamente. En especial, en las nacientes del río Hielo se observa a la Formación Divisadero formando colgajos (*roof pendant*) en la parte superior de las rocas plutónicas.

Edad

Las relaciones de campo sugieren una edad post cretácica inferior. Se dispone de dataciones radimétricas realizadas sobre rocas de esta unidad, cuyos datos analíticos son los del cuadro 5.

Se dispone asimismo de dos isocronas Rb/Sr para rocas de esta unidad. Toubes y Spikermann (1973) señalaron una edad de 101 ± 5 Ma para una granodiorita aflorante en el pie meridional del cerro Cucho. Por otro lado, Barbieri *et al.* (1994) obtuvieron una isocrona Rb/Sr de 137 ± 2 Ma para el conjunto de rocas aflorantes entre Corcovado y el cerro Cucho.

En esta Hoja se considera que los datos K/Ar arriba ilustrados indican edades mínimas. Turner (1982) mencionó una datación K/Ar para una roca del puesto Kaquel, que diera 103 ± 5 Ma.

Sobre la base de las edades Rb/Sr y de la edad citada por Turner (1982) se propone una edad cretácica inferior a superior para el Granitoide Río Hielo. Se debe tener en cuenta que esta unidad, integrante del Batolito Patagónico, necesariamente debe estar formada por plutones de edades disímiles, lo que explicaría el aparente diacronismo de las relaciones de campo más arriba enunciadas.

Cuadro 5. Dataciones radimétricas de rocas del Granitoide Río Hielo.

Localidad	Litología	K % peso	Ar ⁴⁰ rad. 10 ⁻¹⁰ mol/g	Ar ⁴⁰ atm. %	Edad Ma	Referencias
Embalse Amutui Quimei	Tonalita	0,60	0,931	70,8	84±1-	Toubes y Spikermann, 1973
Corcovado	Monzogranito	3,32	4,878	12,4	81±5	Pesce, 1979 a
Lago General Vintter	Granodiorita	0,53	0,819	26,2	85±5	Toubes y Spikermann, 1973

2.3.3.3. Cretácico superior

Formación Morro Serrano (12)

Gabros-dioritas

Antecedentes

La denominación del epígrafe ha sido propuesta por Pesce (1979a) para designar rocas saturadas que intruyen los granitoides del Cretácico inferior y que afloran en el sector limítrofe argentino-chileno. En el sector chileno, adyacente al oeste, Fuenzalida Ponce (1968) utilizó el nombre genérico de *stocks* para referirse a cuerpos de rocas semejantes que se localizan en la comarca de Alto Palena.

Distribución areal

Los afloramientos de la Formación Morro Serrano se encuentran en el sector centro occidental de la Hoja Trevelin. En el cordón de Las Tobas, al norte del río Carrenleufú, existen dos asomos de dimensiones medias, el más oriental de los cuales constituye el cerro Campamento. Al sur del río mencionado, otro cuerpo compone el morro Carrenleufú.

Más hacia el sur se extiende un afloramiento relativamente grande en la elevación limitada por las nacientes de los arroyos Poncho Moro, Tucu-Tucu y las Horquetas y el río Encuentro.

Litología

Esta unidad está conformada por pequeños *stocks* y otros intrusivos menores de rocas gábricas a dioríticas. En el faldeo septentrional del cerro Campamento aflora un gabro de color gris y estructura granosa gruesa, compuesto por cristales tabulares alargados de plagioclasa y mafitos intersticiales de menor tamaño. Observada al microscopio, la roca tiene textura granosa hipidiomorfa y está constituida por labradorita, piroxenos, muy escasos anfíbol y cuarzo, minerales opacos y biotita deutérica acompañada por algo de clorita y apatita en cantidades menores. Los cristales de mayor tamaño y más abun-

dantes corresponden a labradorita, parcialmente alterada a un material arcilloso. El piroxeno, augita o diópsido, tiene en ocasiones contorno cristalino propio y otras veces ocupa espacios intersticiales. El anfíbol es muy escaso debido a la intensa actividad deutérica, la que también afectó al piroxeno, reemplazándolo por biotita y en menor proporción, por clorita con excedente de óxido de hierro. El cuarzo, muy minoritario, es intersticial. Los minerales opacos primarios parecen haber sido también afectados por la actividad deutérica.

Los afloramientos más meridionales tienen características semejantes, aunque en ocasiones la plagioclasa es más sódica.

Algunos afloramientos, como el situado al noroeste del destacamento de Gendarmería Nacional de Río Grande, muestra evidencias de *mingling* (mezcla física de magmas de composiciones diferentes) con los granitoides cretácicos; lo que daría cuenta de una relación comagmática con ese plutonismo.

Ambiente de formación

Las características calcoalcalinas de estas rocas sugieren que se han formado en un ambiente de subducción, vinculado al margen continental activo de Sudamérica durante el Cretácico.

Relaciones estratigráficas

La Formación Morro Serrano intruye a las formaciones Lago La Plata, Cerro Campamento y Divisadero y en parte al Granitoide Río Hielo, en tanto que está cubierta por depósitos aluviales recientes.

Edad

Las relaciones de campo señalan una edad post cretácica inferior para esta unidad. Se dispone de algunas dataciones radimétricas realizadas sobre esta unidad en el INGEIS, cuyos datos analíticos se brindan a continuación (cuadro 6).

Cuadro 6. Dataciones radimétricas de rocas de la Formación Morro Serrano.

Localidad	Litología	K % peso	Ar ⁴⁰ rad. 10 ⁻¹⁰ mol/g	Ar ⁴⁰ atm. %	Edad Ma	Referencias
Río Huemul	Gabro	2,32	4,101	4,8	99±3	
Cerro Bayo Moro	Monzodiorita	1,84	2,612	29,8	78±4	Pesce, 1979 a

Estos datos son coherentes con las relaciones de campo e indican una edad cretácica superior para la Formación Morro Serrano. No se descarta que este episodio plutónico sea la continuación de los procesos semejantes, que con características más mesosilíceas dieran lugar al Granitoide Río Hielo durante el Cretácico inferior a superior.

2.4. CENOZOICO

2.4.1. TERCIARIO

2.4.1.1. Paleoceno - Eoceno

COMPLEJO LA CAUTIVA (13)

Andesitas, basaltos, dacitas, riolitas; brechas, aglomerados y tobas

Antecedentes

En la comarca extraandina del Chubut, próxima al cerro Mirador y al valle medio del río Chubut, Petersen (1946) describió un conjunto de rocas volcánicas ácidas y mesosilíceas. Consideró que esta unidad podía subdividirse, a su vez, en dos: una serie de rocas piroclásticas compuestas por «*mantos, brechas y tobas riolíticas*», a las que denominó Serie riolítica o de la laguna del Hunco, y otro grupo de vulcanitas conformado por lavas e intrusivos subvolcánicos ácidos reunidos como Rocas liparíticas. En las tobas de la subunidad inferior fueron hallados numerosos restos vegetales que constituyen la flora de la laguna del Hunco, consideradas del Mioceno en la época en que Petersen (1946) escribiera su informe.

Posteriormente, Groeber (1954), a sugerencia de Suero, quien había reconocido y estudiado vulcanitas del Terciario inferior, semejantes a las anteriores en la región central de Chubut (Suero, 1947, 1948), propuso el nombre de Cautivalitense en reemplazo de la antigua denominación de Serie Andesítica, en razón de que en esa localidad se había hallado la fauna y flora que permitió determinar la edad de esta rocas efusivas. Ese nombre -Cautivalitense- fue tomado por Turner (1982, 1983), previa adecuación a la normativa del Código de Nomenclatura Estratigráfica, y englobó dentro del Complejo La Cautiva a las dos unidades reconocidas por Petersen (1946), más una tercera consistente en mantos lávicos básicos que consideró intercalados en la secuencia ácida - mesosilíceas. Para Turner (1982, 1983), entonces, el complejo estaba constituido por las formaciones Laguna del Hunco y Quichaura y por la Serie Liparítica.

En esta Hoja se reserva la denominación del epígrafe para el conjunto litológico que se localiza en la franja oriental de la misma, en el que predominan las riolitas, riolitas, traquiandesitas y traquibasaltos, con andesitas subordinadas. El cortejo de rocas lávicas está acompañado por piroclásticas de similar composición. Las rocas básicas se han incorporado en otra unidad, la Formación Cerro Menuco.

Distribución areal

El Complejo La Cautiva aflora en las cumbres y faldeo oriental de la sierra de Tecka, encontrándose también en el extremo austral de este accidente orográfico en los cerros Negro y Redondo. La faja de afloramientos se extiende al este de la sierra de Tepuel, desde la laguna Quichaura hacia el sur hasta el extremo sureste de la Hoja. Asomos menores se encuentran en la sierra de Tepuel al sur del valle Mojón de Hierro.

Litología

Al este del pueblo de Tecka, Turner (1982) describió una sucesión de vulcanitas que adjudicó a la Formación Laguna del Hunco, reconoció mantos de basaltos augíticos y olivínicos en la parte inferior, seguidos de dacitas y andesitas, estas últimas predominantes, de colores grises, verdosos y violáceos con textura porfírica. Hay intercalaciones de brechas andesíticas y tobas y de mantos de basaltos.

En el sector septentrional de la misma sierra se pueden apreciar dos secciones del complejo, diferenciadas por la coloración. La inferior es de colores rojo, violáceo y gris, en tanto que la superior es de tonos rojizos oscuros. En ambas aparecen andesitas en coladas potentes y de colores grises, violáceos, castaños y rojizos de tonalidades oscuras, dacitas y riolitas grises y celestes y blanquecinas, con intercalaciones de aglomerados y tobas.

Relaciones estratigráficas

Las vulcanitas del Complejo La Cautiva se derivaron principalmente, y mediando una discordancia acentuada, sobre las sedimentitas neopaleozoicas y liásicas y sobre las rocas básicas de la Formación Tecka. En el sur de la Hoja también cubren a las rocas volcánicas jurásicas de la Formación Lago La Plata. En algunas localidades están cubiertas por sedimentitas de la Formación Carinao.

Edad y correlaciones

La edad de la antigua Serie Andesítica, de la que el Complejo La Cautiva formaba parte, aunque inequívocamente adjudicada al Terciario suscitó algunas diferencias. Así, Petersen (1946) sostuvo una edad miocena, que era la que se les había otorgado a los restos florísticos de la laguna del Hunco, en tanto que Feruglio (1949) postuló una edad eoceno-oligocena, al igual que Lesta y Ferello (1972). El análisis de pipoideos fósiles permitió a Casamiquela (1961, 1965) considerar a estas rocas como del Eoceno inferior hasta Paleoceno.

Dataciones radimétricas efectuadas por Turner (1982) le permitieron fechar esta unidad en el Paleoceno superior – Eoceno inferior. Los análisis fueron realizados de muestras provenientes de dos mantos de basaltos de la Formación Quichaura (Formación Cerro Menuco, en este trabajo) en las que ambas dieron valores de 52 ± 2 Ma y sobre una vulcanita situada al este del cerro Quichaura, fuera de esta Hoja, que dio un valor de 54 ± 3 Ma.

Las rocas del Complejo La Cautiva se pueden correlacionar con las de la Formación Huitrera, ya que ambas forman parte del arco volcánico oriental o extraandino (Rapela *et al.*, 1984) que evolucionó entre el Paleoceno y el Eoceno y que fue generado en el margen continental activo de Sudamérica.

Formación Huitrera (14)

Andesitas, basaltos y riolitas; conglomerados volcánicos, brechas y tobas; areniscas y pelitas

Antecedentes

Se denomina Formación Huitrera al conjunto de rocas de naturaleza volcánica y sus piroclastitas asociadas, de composición primordialmente andesítica, así como las sedimentitas intercaladas, de edad terciaria, que afloran en el sector norte de la comarca aquí descrita.

Estas rocas son parte de las extensas exposiciones de una potente secuencia volcánica del Terciario inferior, descrita en la literatura geológica como Serie Andesítica (Feruglio, 1927), que afloran en la región patagónica cordillerana y extracordillerana.

Distribución areal

La Formación Huitrera se extiende desde el sector norte de la zona, por el pico Thomas y sus

faldeos, el cerro Mingo, el cordón La Grasa y su faldeo occidental, cerros Mirador y Baguala y las serranías adyacentes a la laguna Cronómetro y aquellas situadas al sur de la misma, hasta el arroyo Huemul.

Litología

Esta unidad está integrada por vulcanitas lávicas de composición principalmente andesítica, con escasos términos más básicos, por conglomerados volcánicos, brechas y tobas y por sedimentitas continentales. Los depósitos están comúnmente dispuestos en bancos estratificados.

En la desembocadura del arroyo Nahuel Pan en el río Corintos, afloran conglomerados volcánicos constituidos por bloques redondeados de hasta 0,60 m de diámetro, inmersos en una matriz de composición basáltica. En esta localidad se distinguen numerosos bancos de aproximadamente 3 m de espesor promedio, apilados hasta conformar un paquete de 20 m de potencia. Los conglomerados están cubiertos por basaltos pardo-grisáceos y éstos a su vez, por depósitos formados por areniscas que contienen restos de pelecípodos y gasterópodos, probablemente dulciacuíferos.

Por encima, continúan basaltos de color negro y de grano fino, en los que se destacan escasos fenocristales traslúcidos. Al microscopio, la roca tiene textura porfírica. Los fenocristales son de plagioclasa y la pasta presenta una textura ofítica fina, donde entre las tablillas de plagioclasa se ubica titanogaugita y en menor proporción minerales opacos. La biotita secundaria es más abundante que el piroxeno con hábito fibroso fino. Algunos ejemplares tienen clinopiroxeno en lugar de titanogaugita.

En ocasiones pueden observarse delgados bancos de tobas finas, afaníticas, de color blanco, con pátinas pardo oscuras producto de la meteorización. Al microscopio se ve que son tobas de grano fino, compuestas por vitroclastos de índice menor que el del bálsamo y en menor proporción por cristaloclastos, en su mayoría de plagioclasa.

Algunas lentes de arcilitas con intercalaciones areniscosas señalan la presencia de cuerpos lagunares durante el volcanismo. En general conforman rocas friables de color amarillento pálido y estructura laminada, por la alternancia de pelitas y areniscas gruesas. En ocasiones, algunas láminas tienen un grado de oxidación notable y adquieren coloraciones ocre, semejantes a las pátinas de meteorización. Examinadas al microscopio se pue-

de determinar que las láminas pelíticas alternan con láminas de paralititas feldespáticas. Los clastos de estas últimas, de contornos subangulares, están muy alterados y entre ellos predominan los líticos y siguen en menor proporción los de plagioclasa. La matriz, abundante, está formada principalmente por material micáceo.

En el sector adyacente al nacimiento, caracterizado por el pico Thomas y el cerro Mina, Turco Greco y Haller (1981) diferenciaron tres facies superpuestas de abajo hacia arriba, ellas son las facies tobácea, la lávica y la conglomerádico - brechosa.

La facies tobácea está constituida por rocas compactas, de tamaño de grano mediano a fino, de coloración clara con tonos variados. La mayoría corresponde a tobas vitrocrystalinas, que en general muestran un gran porcentaje de vidrio. Los fenocristales corresponden a plagioclasa ácida a mesosilíceas, frecuentemente con textura zonal. El material tobáceo puede alterarse y desvitrificarse, dando lugar a la acumulación *in situ* de material arcilloso, fácilmente disgregable, de color rojizo.

La facies lávica está representada por andesitas y basaltos. Estas rocas presentan venillas y amígdalas de sílice. Pueden formar mantos muy potentes, de hasta 300 m de espesor.

La facies conglomerádico - brechosa está constituida por un conjunto de rocas friables, de color blanquecino, con clastos de rocas volcánicas y fragmentos de tobas. En esta facies se encuentran niveles carbonosos.

En el faldeo occidental del cordón La Grasa, afloran basaltos de color pardo oscuro y textura porfírica, con pequeños fenocristales subhedrales de plagioclasa inmersos en una pasta microcristalina de color pardo. Encima se apoyan tobas de color gris muy oscuro y pardo, muy alteradas y fácilmente disgregables. Por arriba, aflora una roca de color rojo y textura afanítica. En el corte delgado se ve que está compuesta principalmente por óxidos e hidróxidos de hierro. La existencia de algunos cristales de piroxeno hace suponer un reemplazo total de una roca andesítica o basáltica. La sucesión continúa con basaltos que en ocasiones exponen la típica disyunción columnar.

En la margen norte del lago Rosario se localizan riolitas de color gris claro y textura porfírica en la que se distinguen unos fenocristales blancos y otros de biotita. El examen al microscopio revela que los fenocristales son de sanidina y de plagioclasa. En varios fenocristales se advierte que el centro está constituido por plagioclasa mientras que la zona externa es

sanidínica. La pasta consiste en un agregado cuarzo - feldespático de textura granofírica, con pequeños cristales de cuarzo de contornos irregulares y diminutos cristales de minerales opacos distribuidos en forma homogénea. La muestra presenta una alteración arcillosa y en menor medida, sericitica. Por encima se apoya una brecha volcánica de color gris blanquecino, con clastos angulosos de hasta 25 cm de diámetro.

Los faldeos del valle del arroyo Cronómetro y el cerro Santa Julia están constituidos por andesitas de color gris oscuro y textura afanítica. Al oeste del puesto Luque asoma un basalto de color gris muy oscuro y de grano mediano; en una mesostasis oscura se distinguen tablillas de plagioclasa. Vista al microscopio, la roca posee una textura intergranular compuesta por tablillas de labradorita intercrecida con augita y olivina. Este último mineral se halla serpentizado. Pequeños minerales opacos en tablillas xenomorfas e idiomorfas se hallan distribuidos homogéneamente.

Es común hallar bancos de areniscas y limolitas de origen fluvial interstratificados entre los elementos volcánicos. Algunos presentan estratificación entrecruzada.

En el sector del cerro Cueva del León afloran andesitas de color gris oscuro, compactas, con estructura porfírica. La pasta afanítica engloba fenocristales de plagioclasa y de minerales máficos.

Contenido paleontológico

Las intercalaciones carbonosas de las facies conglomerádico - brechosa del pico Thomas contienen restos de *Nothofagus fuscum*, *Nothofagus menziessi* y *Podocarpidites* sp. También se pudieron observar improntas de otras hojas en mal estado de conservación.

Asimismo, se hallaron algunas esporas de hongos y esporas triletes lisas: *Daltonospora* sp.

Ambiente de formación

Las características litológicas de la Formación Huitrera, con sus componentes principalmente andesíticos acompañados de productos de una importante facies explosiva, sugiere que se ha originado en un volcanismo vinculado a un margen continental activo. Según Rapela *et al.* (1983), las rocas de la Serie Andesítica se formaron bajo un régimen de ángulo de subducción variable, con la consiguiente profundidad de fusión también variable y, participación no siempre constante de la corteza sílica.

Relaciones estratigráficas

La Formación Huitrera se apoya sobre varias unidades, como las formaciones Lago La Plata, Lepá y el Granitoide Río Hielo. Cuando lo hace sobre las vulcanitas de la primera entidad, las características fisiográficas del terreno y la similitud en las litologías hacen en ocasiones muy difícil trazar con precisión el contacto entre ellas.

Por su parte, está cubierta por las sedimentitas de las formaciones Ñorquinco y La Mimosa e intruida por el Granitoide Miyaguala.

Edad

Las relaciones de campo sugieren una edad post cretácica y pre-eoceno oligocena para esta unidad.

La asociación palinológica que contiene es según Pöthe de Baldis (1977), característica del lapso Eoceno superior - Oligoceno inferior. Se dispone de edades radimétricas de esta formación; dos de ellas, obtenidas en las inmediaciones de la estancia Felipe, indicaron edades de 52 ± 2 Ma y 54 ± 3 Ma (Turner, 1982). Este autor citó asimismo, otro dato, de 54 ± 3 Ma, sin precisar su ubicación.

Sobre la base de lo anteriormente expuesto se asigna La Formación Huitrera al Paleoceno superior-Eoceno inferior.

2.4.1.2. Eoceno

Formación Cerro Menuco (15)

Basaltos; aglomerados y brechas basálticas y andesíticas

Antecedentes

Se denominan de esta manera a las rocas basálticas cuyos centros efusivos están relativamente erosionados. Comprenden parcialmente las rocas que Turner (1982) denominara Formación Quichaura, a la que consideraba parte integrante del Complejo La Cautiva.

Distribución areal

Las rocas de la Formación Cerro Menuco componen dos afloramientos en el sector oriental del ámbito de la Hoja. El más septentrional de ellos está situado en el cerro Menuco, un centro eruptivo ubicado al norte de la estancia Los Menucos, en el que esta unidad constituye el faldeo occidental. En tanto

el meridional se encuentra en los faldeos surorientales de la sierra de Tecka, en las proximidades del puesto Lote 8.

Estas rocas provendrían del centro eruptivo del cerro Quichaura, situado fuera de la Hoja, hacia el naciente.

Litología

Esta unidad está formada por rocas basálticas, macizas, dispuestas en potentes coladas. El color es negro, esporádicamente con tonalidades rojizas a pardas. Las rocas son de textura porfírica con escasos fenocristales de plagioclasa (labradorita) y de mafitos (hipersteno y augita) por lo común alterados, incluidos en una pasta compacta hasta microfanerítica de microlitas de plagioclasa (labradorita sódica), piroxeno granular subhedral y minerales opacos. En ocasiones, los fenocristales están radialmente dispuestos.

Los basaltos forman coladas de potencia variable entre 2 y 15 metros. Presentan disyunción columnar bien definida, así como también estructura vesicular y fluidal.

Se observan asimismo escasas intercalaciones de aglomerados y brechas, integrados por eyectos basálticos y andesíticos. El espesor estimado para esta unidad alcanza los 250 metros.

Ambiente de formación

La Formación Cerro Menuco constituye un representante de los denominados Basaltos Patagónicos cuyo origen ha sido objeto recientemente de diversas interpretaciones.

Alric *et al.* (2002) consideraron que estos basaltos continentales de intraplaca se habrían formado como consecuencia de la ventana astenosférica vinculada a la subducción de una dorsal oceánica por debajo de la Patagonia durante el Eoceno.

Relaciones estratigráficas y edad

Esta unidad se apoya en discordancia sobre la Formación Lepá y sobre el Granito Aleusco. Fuera de la Hoja lo hace sobre las vulcanitas del Complejo La Cautiva. Si bien los centros eruptivos mencionados más arriba son reconocibles, los mismos han sido moderadamente erosionados.

Turner (1982) efectuó dos dataciones radimétricas en basaltos de su Formación Quichaura que dieron valores de 52 ± 2 Ma correspondientes al

Eoceno inferior. Por este motivo se considera que la Formación Cerro Menuco es de esa edad.

Corresponde mencionar que Alric *et al.* (2002) distinguieron durante el Paleógeno dos eventos volcánicos basálticos, uno del Paleoceno y otro del Eoceno. La Formación Cerro Menuco sería parte integrante de este último acontecimiento.

2.4.1.3. Eoceno-Oligoceno

Formación Ñorquinco (16)

Conglomerados, areniscas, pelitas, tobas, calizas y mantos de carbón

Antecedentes

El nombre del epígrafe fue propuesto por Cazau (1972) quién de esta manera formalizó la Serie de Ñorquinco descripta por Shaw (1939). En las comarcas situadas más al norte de la aquí descripta, esta unidad ha sido distinguida con los nombres Postpatagoniano (Feruglio, 1941), Capas con Nothofagus (González Bonorino, 1944), Formación Ñirihuau (González Bonorino, 1973) y Patagoniano Continental (Volkheimer, 1964). En la comarca homónima, Pesce (1979 a) designó a estas capas con el nombre de Formación Corcovado.

Distribución areal

Los depósitos continentales de la Formación Ñorquinco afloran en una faja elongada N-S, que ocupa la depresión tectónica conformada por los valles 16 de Octubre y Frío. Más al sur, en las cercanías de Corcovado constituyen un asomo reducido, al norte de la localidad mencionada.

Litología

Los asomos más importantes de esta unidad se hallan en los faldeos del valle 16 de Octubre. En el arroyo Nantifal aflora una potente secuencia de conglomerados, areniscas y pelitas. El conjunto supera los 180 m de espesor. Los conglomerados poseen rodados subesféricos y bastante redondeados, de hasta 80 cm de diámetro, provenientes de rocas volcánicas y granitoides mesosilíceos. Las areniscas son de grano grueso a fino, con clastos subangulosos. Son frecuentes las intercalaciones de pelitas. Los bancos sufren acuñamientos en sentido lateral. Algunos estratos están constituidos por tobas finas y son de color gris claro; presentan una incipiente

laminación y son comunes las improntas de hojas. Al microscopio se observa que la laminación está dada por variaciones en el tamaño de grano y en el contenido de arcillas; los cristaloclastos son de cuarzo, biotita, plagioclasa, hornblenda y minerales opacos; se reconocen algunos litoclastos alterados. Las trizas están orientadas paralelamente a la laminación.

A lo largo del tramo puente del río Corintos - arroyo Baggilt de la ruta nacional 259, hay numerosos asomos aislados de esta unidad. Los mismos, integrados por areniscas y areniscas conglomerádicas, componen el sustrato terciario de la planicie de origen glaciario del valle Frío, que fueran exhumados por la erosión fluvial post glaciaria.

Al oeste de la cuesta de Miguens, siempre al pie de la planicie del valle Frío, aflora una sucesión de areniscas y areniscas conglomerádicas con niveles de rodados subesféricos y redondeados, de hasta 6 cm de diámetro y conglomerados muy mal seleccionados, con clastos cuyos diámetros varían entre 2 y 80 milímetros. Ocasionalmente se hallan bloques de hasta 2 m de diámetro. Los colores varían entre castaño amarillento y gris claro. Se observan estructuras normales y alguna estratificación oblicua. El conjunto tiene 66 m de espesor y la base se halla oculta.

En el faldeo norte del valle del río Corintos, 500 m aguas abajo de la estancia Corintos, se halla una sucesión alternante de pelitas de color rojo y areniscas de color castaño claro, con una potencia de aproximadamente 80 m, que ha sido incorporada con dudas a esta unidad.

Pueden apreciarse asomos aislados de la Formación Ñorquinco en el valle del río Frío, en las adyacencias de la ruta provincial 17, en el tramo comprendido entre el puente sobre el río Frío y el puesto Patiño.

En las cercanías del lago Rosario, tanto al norte como al sur, los depósitos de esta unidad adquieren características más lagunares, con bancos pelíticos y calizas que contienen gran cantidad de restos de ostrácodos. Las calizas coquinoideas son de color castaño muy claro, con granos de arena dispersos en la masa calcárea, formada principalmente por oolitas. Vista la roca al microscopio, se puede apreciar que los elementos terrígenos alcanzan el 10% de la roca y están compuestos por fragmentos de cuarzo, feldespatos y líticos. Los elementos no terrígenos más abundantes son las oolitas, que poseen estructura concéntrica, con núcleos formados por fragmentos de minerales o granos carbonáticos. En orden de abundancia, siguen los fósiles y fragmentos fósiles, principalmente ostrácodos, general-

mente micríticos pero en parte subesparíticos. Los nódulos son escasos y pueden observarse muy escasos intraclastos. El cemento es subesparítico, con sectores micríticos y esparíticos.

Es dable encontrar afloramientos semejantes en la margen sur del lago Rosario, pero son en general de reducidas dimensiones y están muy cubiertos por material de origen glaciario. También hay asomos de estas rocas en el valle del río Hielo, al norte del puesto Pritchard; están tectónicamente disturbados y tienen un rumbo N 37° O e inclinan 29° al norte.

Otros afloramientos se hallan en la margen oriental del río Greda, cerca de la desembocadura del arroyo Huemul en aquél. Se trata de una sucesión de areniscas textural y mineralógicamente inmaduras. Los colores predominantes son castaño claro a oscuro. En general, muestra una estratificación en bancos de hasta 1,5 m de potencia, con laminación normal, entrecruzada. Son comunes los bancos lenticulares rudfíticos de hasta 0,35 m de espesor. Los clastos son de cuarzo, feldespato y líticos de pumicitas y tobas. La matriz es de naturaleza arcillosa, ocasionalmente con carbonato y óxido de hierro presentes.

Otros asomos de la Formación Ñorquinco son observables en el cauce del río Percey, en el sector septentrional de la Hoja Trevelin, cerca de la desembocadura del arroyo Esquel. La sucesión tiene en este lugar una potencia de aproximadamente 50 m y está constituida por una alternancia de bancos de limolitas y areniscas, bancos de areniscas macizas, de grano grueso, de 3 m de espesor y bancos menos potentes de areniscas de grano mediano. Otros asomos de reducidas dimensiones se hallan en el cauce del río Percey, cerca del antiguo puente.

Al pie del faldeo oriental del cordón Situación y muy cubiertos por los depósitos glaciarios, hay pequeños afloramientos de esta unidad. Merece mencionarse el ubicado dentro del perímetro del Vivero Forestal, por la presencia de bancos de carbón. Se trata de areniscas finas con bancos pelíticos de colores castaño claro. La estratificación es normal. Los bancos de carbón, cuyo espesor es difícil de determinar debido a la cubierta detrítica, están contenidos en los bancos de tamaño de grano más fino.

En la desembocadura del río Frey en el embalse Amutui Quimei pueden localizarse bancos bien estratificados, de hasta 2 m de espesor de areniscas, conglomerados y pelitas tobáceas, estas últimas portadores de improntas de hojas.

Los asomos observables en ambos faldeos del extremo oriental del cañadón Rosario, de areniscas

conglomerádicas con estratificación de tipo torrencial y grandes clastos subredondeados de rocas volcánicas de hasta 0,35 cm de diámetro, han sido incluidos en esta unidad, aunque también puede tratarse de una facies sedimentaria de la Formación Huitrera.

En el sector sur de la comarca, en el cauce del arroyo Carbón, asoman sedimentitas finas, friables, cubiertas por areniscas de grano fino y color gris claro amarillento con abundantes restos de ostrácodos y material aglutinante de naturaleza calcárea. El material de derrubio que cubre la unidad impide apreciar el espesor de esta formación.

Al norte de la localidad de Corcovado y en el curso del arroyo Cajón se ubican los afloramientos más meridionales de esta unidad. En el valle del arroyo Cajón, Pesce (1979 a) describió una secuencia que, de abajo hacia arriba, comienza con 45 m de sedimentos finos, en su mayoría arcillosos, muy friables, los que presentan 4 niveles de carbón intercalados en su parte media, con potencias que oscilan entre los 8 y 16 centímetros. Estos delgados bancos de carbón son de calidades variables, pero dado sus delgadas potencias y reducido desarrollo areal no son útiles económicamente. Luego continúan 16 m de areniscas de grano fino, de color gris claro-amarillento, cemento calcáreo y abundantes restos de ostrácodos. Finaliza con un calcáreo duro, compacto, de color gris-amarillento.

Contenido paleontológico

En las sedimentitas de esta unidad se han reconocido improntas de follaje correspondientes a la flora de *Nothofagus*. Los cuerpos calcáreos contienen moluscos dulciacuícolas del género *Diplodon* y ostrácodos del género *Candona*.

Ambiente de formación

La presencia de conglomerados y areniscas con estructuras sedimentarias de alta energía sugiere que estas rocas se depositaron en ambiente fluvial. Por otro lado, las sedimentitas finas con estratificación normal indican la existencia de cuerpos lagunares. La limitación de los afloramientos a una faja angosta permite postular que las sedimentitas se depositaron en una cuenca de tipo intermontano.

Corresponde señalar que Spalletti (1983) propuso la existencia de una cuenca elongada de 450 km de longitud, de características inestables y vinculada al ascenso de la Cordillera Patagónica, durante el Oligoceno.

Relaciones estratigráficas

La Formación Ñorquinco se apoya en discordancia sobre unidades jurásicas y cretácicas y en discordancia erosiva sobre la Formación Huitrera de edad paleoceno-eocena. Está cubierta por los depósitos glaciogénicos pleistocenos.

Edad

Las relaciones de campo sugieren una edad post paleocena - eocena para esta unidad. Sobre la base de la disturbación tectónica que la fractura y pliega, se propone una edad eoceno-oligocena para la misma.

2.4.1.4. Oligoceno-Mioceno

Formación Carinao (17)

Areniscas, conglomerados, limolitas; travertinos

Antecedentes y distribución areal

Con esta denominación, Turner (1982) designó a una unidad sedimentaria de origen continental que aflora en ambos faldeos de la sierra de Tecka. Constituyen dos fajas en la ladera oriental, mientras que en el faldeo occidental se presenta en dos asomos alejados entre sí. Los afloramientos ocupan los niveles más bajos de los faldeos y en muchas oportunidades forman un paisaje mesetiforme, con inclinación notable.

Litología

Al sur del puesto La Calera, la sucesión comienza con bancos de arenisca de color blanco, bien seleccionada, de grano mediano, con estructuras de corte y relleno. Se distinguen lentes de un conglomerado polimíctico, con clastos de diámetros entre 5 y 10 cm, bien redondeados, provenientes de las rocas del Complejo La Cautiva. Por encima se hallan bancos de areniscas, con cemento calcáreo, de grano subredondeado y selección mediana a buena. Se observa laminación diagonal en algunos bancos. A continuación se disponen sedimentitas blancas, muy finas y bien estratificadas.

Al microscopio se reconoce una microcoquina formada por fragmentos de ostrácodos muy pequeños y frágiles; el elemento ligante es cemento calcáreo microgranular. En algunos sectores se distinguen bancos constituidos por travertino, de color

blanco grisáceo, duro y compacto, aunque en ocasiones muy poroso. Presenta estructura de disolución en forma de raíces o huesos, en ocasiones rellenas con material del mismo tipo y más blando.

El espesor estimado para esta unidad es de 50 metros.

Ambiente de depositación

Los bancos travertínicos y las microcoquinas de ostrácodos, así como la existencia de afloramientos aislados, sugieren una acumulación en lagunas individuales separadas, de poca profundidad, de aguas claras y cálidas, en las que alternaba la sedimentación clástica con la química.

Relaciones estratigráficas y edad

Al oeste de la estancia Don Manuel, esta unidad se apoya sobre las vulcanitas del Complejo La Cautiva, también sobre la Formación Lepá y el Grupo Tepuel. No se ha observado el techo de la Formación Carinao.

La disturbación tectónica que presentan los asomos sugiere que se depositaron en forma previa al levantamiento de la cordillera de los Andes.

Teniendo en cuenta su relación de base y lo expresado en el párrafo anterior, se asigna la Formación Carinao al Oligoceno - Mioceno.

2.4.1.5. Mioceno

Formación La Mimosa (18)

Pelitas, areniscas y conglomerados

Antecedentes

El nombre del epígrafe fue utilizado por Turner (1982) para referirse a conglomerados, areniscas, fangolitas tobáceas, arcillosas y calcáreas que afloran en el bajo estructural que determina el curso del río Tecka. Esta unidad había sido considerada por Roth (1922) como equivalente con la Formación Santa Cruz.

Distribución areal

Los afloramientos de la Formación La Mimosa se encuentran restringidos a las dos márgenes del río Tecka y también a los valles de sus afluentes. En la pendiente oriental de la sierra de Tecka, solamente se observan escasos afloramientos entre el puesto Viuda de Peña y el almacén Mendoza.

Litología

Esta unidad está compuesta por sedimentitas de colores predominantemente claros, con tonalidades grises y blanco amarillentas, en ocasiones gris azuladas hasta parduscas. Presentan estratificación grosera, en bancos de espesor variado, con acuñamientos, intercalaciones de capas conglomerádicas y lenticulares. Predominan las pelitas, con psamitas y psefitas subordinadas.

Entre las pelitas se distinguen fangolitas tobáceas, arcillosas y calcáreas, de colores gris verde amarillento a gris blanquecino, en ocasiones naranja pálido hasta pardo. Hay variaciones de limolitas arenosas con granos de cuarzo, feldespato alterado, biotita, litoclastos arcilíticos y trizas de vidrio. Hay escasas intercalaciones cineríticas. Es posible observar grietas de desecación sobre las superficies de estratificación.

Las areniscas tienen colores predominantemente claros, con tonalidades grises y blanco amarillentas, en ocasiones gris azuladas y pardas. Predomina el grano fino, los clastos son redondeados a subangulosos, de origen muy diverso. Abundan los clastos provenientes de pasta volcánica, afanítica, tanto ácida como básica, y de plagioclasas, feldespatos, biotitas, trizas vítreas, apatita y epidoto. La matriz es arcillosa. La estratificación está bien definida; es probable ver lentes y bancos tabulares cóncavos.

Los conglomerados están formados por clastos redondeados a subangulosos, con diámetro preponderante entre 10 y 15 cm, aunque se han observado algunos de 50 centímetros. Presentan matriz arenosa y cemento calcáreo en ocasiones. Es común encontrar los bancos conglomerádicos alternando con otros de arcilitas y areniscas.

En las márgenes del río Tecka y sus afluentes, la sucesión comienza con areniscas tobáceas de color gris, compactas, grano mediano, con laminación entrecruzada en bancos de hasta 1 m de potencia. Por encima se apoyan areniscas calcáreas, de color pardo claro, en ocasiones friables, de grano grueso, con intercalaciones conglomerádicas. Siguen calizas blanquecinas y areniscas margosas de grano fino, en parte sabulíticas. A continuación aparecen areniscas friables, de color pardo claro a blanquecino, con laminación entrecruzada y delgadas intercalaciones conglomerádicas de forma lenticular. En la sección superior predominan bancos de limolitas arenosas, de color pardo amarillento, en ocasiones tobáceas, con pequeños clastos de andesita. En el techo de esta unidad existen areniscas margosas blan-

quecinas, de grano grueso, con intercalaciones de areniscas de grano más fino, lentes conglomerádicas. El espesor estimado es de 25 metros.

En las cercanías de la estancia Ap Iwan, al este del río Tecka, afloran areniscas y arcilitas de tonos rojizos, con abundantes clastos de cuarcita.

En ocasiones, los clastos de los conglomerados son angulosos, de diámetros de hasta 15 cm y dispuestos en lentes de 30 a 50 cm de espesor máximo, que alternan con bancos de areniscas de grano grueso, medianamente consolidados y cemento calcáreo. Las areniscas intercaladas presentan mala selección y redondeamiento medio. Estos caracteres indican poco transporte.

Turner (1982) estimó un espesor de 120 m para esta unidad.

Contenido paleontológico

En la ruta provincial 17 que une la ruta nacional 40 con Corcovado, en el arroyo Huemules, Roth (1922) citó la presencia de restos de *Protypotherium*, *Nesodon*, placas de *Propalaeoplophorus* y *Peltephilus*. También dientes de los géneros *Toxodon* y *Xotodon*, y un trozo de maxilar de *Megatherium*.

Algunos bancos calcáreos contienen restos de ostrácodos de agua dulce y de bivalvos.

Ambiente de depositación

Las características litológicas descriptas junto a los restos fósiles mencionados sugieren que esta unidad se depositó en ambiente continental de facies lacustres y palustres, que representan el relleno de depresiones en un bajo estructural de características regionales.

Relaciones estratigráficas

La Formación La Mimosa se apoya sobre la Formación Lepá y sobre el Complejo La Cautiva. Está cubierta en discordancia por sedimentos glaciogénicos del Pleistoceno.

Edad

Las relaciones de campo señalan una edad post paleocena - eocena y pre-pleistocena para esta unidad. La disposición horizontal de estos estratos indica que se depositaron con posterioridad al levantamiento de la cordillera de los Andes.

Sobre la base de los fósiles encontrados por Roth, Ameghino (1906) estableció el piso Friasense. Este piso ha sido asignado al Mioceno medio y superior (ver Marshall *et al.*, 1977).

Granitoide Miyaguala (19)

Dioritas cuarcíferas y granodioritas

Antecedentes

Se denomina Granitoide Miyaguala al conjunto de rocas plutónicas que afloran en la margen norte del lago Rosario, en el extremo occidental del cañadón Miyaguala y en algunos cerritos situados al sur de la laguna Cronómetro.

Litología

Al oeste de la localidad de Lago Rosario, aproximadamente a 1,5 km de la misma, afloran dioritas cuarcíferas de color gris a gris verdoso, con estructura granosa mediana a fina. Pueden distinguirse a simple vista tablillas blancas de plagioclasa de 2 mm de longitud. Al microscopio la textura es granosa hipidiomorfa a panalotriomorfa. El mineral más abundante es la andesina sódica a media, que en algunos cristales desarrolla antipertitas. Los cristales pueden presentar maclado polisintético, así como estructura zonal. El cuarzo y el feldespato alcalino se ubican en forma intersticial y desarrollan en ocasiones texturas gráficas. El anfíbol y la biotita originales han sido reemplazados por biotita secundaria, clorita, calcita, minerales opacos y titanita. Como mineral accesorio, se observa apatita. Más al oeste, el tamaño de grano se hace más pequeño en proximidades del contacto intrusivo con las vulcanitas de la Formación Huitrera, en las cuales desarrolla un metamorfismo de contacto.

En la margen oriental del lago Rosario, en las proximidades del cañadón Miyaguala aflora una granodiorita de color gris claro, estructura granosa mediana y fractura irregular. Está compuesta por cuarzo, plagioclasa, feldespato rosado y mafitos.

Los afloramientos de la laguna Cronómetro están muy cubiertos. Se trata de granodioritas de color gris oscuro.

Ambiente de formación

Las características mineralógicas, en especial la presencia de feldespato alcalino, indican la naturaleza calcoalcalina de estas rocas. Por ello se interpreta que su origen está vinculado al margen continental activo de Sudamérica.

Relaciones estratigráficas y edad

El Granitoide Miyaguala intruye a las vulcanitas de la Formación Huitrera y está cubierto por depósitos glaciogénicos pleistocenos.

Se dispone de una datación radimétrica realizada en el INGEIS por el método K/Ar sobre anfíbol y biotita de rocas de esta unidad, cuyos datos analíticos son los del cuadro 7.

Si bien el contenido de Ar atmosférico es muy elevado, la edad resultante correspondiente al Mioceno, es consistente con las relaciones de campo.

2.4.2. CUATERNARIO

2.4.2.1. Pleistoceno

Formación Huaiqui (20)

Conglomerados

Con la denominación del epígrafe Turner (1982) designó a los depósitos fluviales aterrazados que afloran en la cumbre de la sierra de Tecka. Constituyen un único afloramiento que se extiende entre la estancia Ap Iwan y la latitud del puesto El Huaiqui.

Esta unidad está formada por un conglomerado polimítico, de color general gris, gris pardo, verdoso hasta gris blanco. Los componentes principales provienen del Complejo La Cautiva, aunque hay también clastos procedentes de otras unidades más antiguas. Los clastos son de tamaño variable de hasta 35 cm de diámetro, bien redondeados y de pobre selección. La matriz está constituida por arena y grava fina. Turner (1982) estimó un espesor máximo de 50 metros.

Las características litológicas sugieren que la Formación Huaiqui se acumuló en un ambiente fluvial, quizás glaci-fluvial.

Cuadro 7. Dataciones radimétricas de una roca del Granitoide Miyaguala.

Localidad	Litología	K % peso	Ar ⁴⁰ rad. 10 ⁻¹⁰ mol/g	Ar ⁴⁰ atm. %	Edad Ma
Lago Rosario	Diorita cuarcífera	2,36	0,223	98,9	5 ± 3

Se apoya en discordancia sobre las sedimentitas del Grupo Tepuel y de la Formación Lepá. También en discordancia, se la encuentra sobre las rocas del Complejo La Cautiva.

La ubicación topográfica de esta unidad, por encima altitudinalmente de los depósitos glaciogénicos pleistocenos, sugiere que se depositó con anterioridad a las glaciaciones. La circunstancia de que estos depósitos no estén dislocados, implica una edad post miocena.

Por todo lo expuesto se asigna la Formación Huaiqui al Pleistoceno inferior.

DEPÓSITOS GLACIGÉNICOS

El sector de la cordillera de los Andes comprendido en el ámbito de la Hoja y las áreas adyacentes fue afectado por glaciaciones durante el Pleistoceno. Detallados reconocimientos de campo de Martínez (2002) e interpretaciones regionales permitieron determinar la existencia de cinco secuencias glaciogénicas diferentes en la comarca, las que a continuación se detallarán.

Drift Caquel (21)

Bloques, gravas, arenas y limos

Antecedentes

Lapido *et al.* (1990) designaron como *Caquel Drift* a la cubierta de depósitos glaciogénicos que forman una extensa superficie relativamente suave, situada entre las cotas de 1300 a 1600 metros, a más de 500 m sobre el nivel actual del valle del río Tecka. Esta unidad fue denominada Drift 1 en el valle preandino de Esquel por González Díaz y Andrada de Palomera (1996) y Drift I «Cueva del León» por Martínez (2002).

Distribución areal

Los depósitos del Drift Caquel se extienden en el faldeo occidental del cordón Kaquel entre las cotas de 1300 y 1600 metros. Otros asomos en los márgenes del arroyo Blanche y la pampa de Tepuel, como también aquellos del faldeo occidental del valle del río Tecka entre el arroyo Kaquel y el codo del río Tecka, son asignados a esta unidad. De manera aislada se los encuentran más al sur, en la misma depresión tectónica, en el margen izquierda del arroyo Putrachoique, situado entre las cotas de 900 y 1000 metros.

Litología

Los depósitos del Drift Caquel se caracterizan por la presencia de grandes bloques erráticos de rocas principalmente volcánicas acompañados de gravas mal seleccionadas subangulares y subredondeadas, en una matriz de color pardo, constituida por arena y limo. Los clastos mayores provienen de rocas plutónicas, volcánicas y piroclásticas.

Ambiente de depositación

La altitud de los depósitos del Drift Caquel, sugiere que es el producto de un manto de hielo pedemontano que habría cubierto toda la región durante el inicio de las glaciaciones. Los depósitos de menor altura situados principalmente en el margen del río Tecka y sus afluentes, corresponderían a depósitos marginales del citado manto.

Relaciones estratigráficas

El Drift Caquel se apoya sobre las vulcanitas jurásicas y terciarias de la comarca. No se ha podido observar su relación con los depósitos psefíticos de la Formación Huaiqui.

De un modo similar tampoco son claras las relaciones con los depósitos asignados al Drift Tecka. Sin embargo, se interpreta que en el valle del río Tecka, el drift homónimo se apoya sobre el Drift Caquel.

Edad y correlación

La posición topográfica, su forma y el aspecto suavizado de su morfología, junto al grado de meteorización de sus componentes sugieren asignar a los depósitos del Drift Caquel a la glaciación más antigua reconocida a esta latitud, de edad pleistocena inferior. De esta manera, se correlaciona con la Glaciación Inicio Glacial de Caldenius (1932), con el Sistema Exterior de Feruglio (1949-1950), con el Drift Pichileufú de Flint y Fidalgo (1964, 1968) y con La Gran Glaciación Patagónica de Mercer (1976).

Mercer (1976) mediante dataciones radiométricas de basaltos intercalados determinó una edad de 1,0 - 1,2 Ma. Este rango ha sido ajustado a $1,168 \pm 0,007$ y $1,016 \pm 0,05$ Ma, que lo ubica entre los estados isotópicos 30-34 (Ton-That *et al.*, 1999).

Drift Tecka (22)

Bloques, gravas, arenas y limos

Antecedentes

La denominación *Tecka Drift* fue utilizada por Lapido *et al.* (1990) para designar a los depósitos que constituyen sistemas morénicos terminales ubicados en el valle superior del río Tecka. Las cuidadosas observaciones de Martínez (2002) y estudios regionales permitieron integrar los depósitos del río Tecka con otras manifestaciones glaciogénicas de edad similar en el ámbito de la Hoja.

Distribución areal

Los depósitos del Drift Tecka se extienden entre las cotas de 1000 y 1200 metros en una franja limitada por el arroyo Cronómetro por el norte hasta el límite meridional de la Hoja. La franja está situada inmediatamente al oeste del río Tecka, de la pampa de Tepuel y de la sierra de Putrachoique, en ambas márgenes del arroyo Ñirihuau.

Litología

Esta unidad está conformada por bloques de rocas volcánicas de grandes dimensiones con gravas mal seleccionadas integradas por clastos subangulosos y subredondeados; los clastos mayores corresponden a rocas plutónicas, volcánicas y piroclásticas. La matriz de color ocre está formada por arena y limo. El aspecto es macizo, denso, textura matriz sostén, sin ningún tipo de selección o estructura.

Martínez (2002) señaló que una característica distintiva es la presencia de barniz en la mayoría de los rodados, producto de la existencia de óxido de hierro y quizás de manganeso.

Se han podido observar fracturas y estructuras intraclasto interpretadas como resultado de la deformación glaci-tectónica, durante una etapa de avance del hielo.

Ambiente de depositación y relaciones estratigráficas

La disposición de los depósitos del Drift Tecka, formando una faja elongada y continua y con una topografía relativamente suave, sugiere que se trata de depósitos marginales de un manto de hielo pedemontano.

En la margen izquierda del río Corcovado, al este del valle de Jaramillo, es posible ver el contacto entre el Drift Tecka y el Drift Mallín Grande. Como se señalara más arriba, se interpreta que se apoya sobre el Drift Caquel.

Edad

La edad de los depósitos glaciogénicos del Drift Tecka coincidente con la posición del Drift Daniglacial de Caldenius (1932) es equivalente a lo que Feruglio (1949-1959) denominara «Sistema al este de morenas de Súnica».

Flint y Fidalgo (1968) le asignaron una edad Pichileufú e indicaron que constituyen el límite más oriental de las glaciaciones para esta región. El espesor estimado es de 15-20 m, no superando en ningún lugar los 30 metros.

Los autores de esta Hoja sitúan en consecuencia al Drift Tecka en el Pleistoceno medio temprano.

Drift Mallín Grande (23)

Bloques, gravas, arenas y limos

Antecedentes y distribución areal

Lapido *et al.* (1990) denominaron *Mallín Grande Drift* a los arcos morénicos del extremo oriental del valle superior del río Tecka, a los cuales señalaron como una morena terminal y una recesional del mismo acontecimiento glacial. El trabajo regional permitió reconocer la existencia de otros depósitos considerados equivalentes por su posición respecto al frente montañoso y su grado de meteorización.

El Drift Mallín Grande compone una faja de rumbo NNE-SSO que se extiende desde el valle del río Tecka hasta el arroyo Margarita pasando por la loma Alta, el valle de Jaramillo, el cerro Caballada y la pampa Tucu Tucu.

Litología

Desde el punto de vista morfológico, los depósitos del Drift Mallín Grande constituyen arcos morénicos relativamente bien disectados y abarcan asimismo los depósitos de morenas de fondo y proglaciares asociados. Por lo general, se hallan cubiertos por una espesa masa arbórea de ñire (*Notofagus antarctica*). Es posible observar bloques erráticos de considerable tamaño, que sobresalen por encima de la copa de los árboles. El till consiste en bloques graníticos, en ocasiones estriados,

en una matriz areno-arcillosa de color gris amarillento. En un corte de caminos situado cerca de la laguna El Sapo se ha identificado material sobrecompactado como till basalto.

Pertencen también a esta unidad las arenas y gravas estratificadas, de carácter proglaciar, emplazadas aguas abajo de los arcos morénicos.

Las superficies planas cubiertas de sedimentos finos (arena fina, limo y arcillas) con escasa laminación, situadas detrás de los arcos morénicos, fueron interpretadas como sedimentos glacialacustres.

Ambiente de depositación

La distribución y el diseño en planta de las unidades incluidas en el Drift Mallín Grande, con arcos morénicos y formas asociadas, sugieren glaciares confinados en los valles principales de la región durante la glaciación que dió origen a esta unidad.

Relaciones estratigráficas

El Drift Mallín Grande se apoya sobre el Drift Tecka al este del valle de Jaramillo. Por su parte, en el valle del río Corcovado es posible ver la relación con el Drift Súñica (Martínez, 2002).

Edad

Las morenas mencionadas en el valle del río Tecka fueron señaladas por Caldenius (1932) como de edad Daniglacial. Por otro lado, Flint y Fidalgo (1968) indicaron que estas morenas deben ser incluidas en el Drift Pichileufú.

Por las relaciones estratigráficas, por su posición longitudinal con respecto al eje cordillerano y por su ubicación topográfica, se considera que el Drift Mallín Grande es del Pleistoceno medio medio.

Drift Súñica (24)

Bloques, gravas, arenas y limos

Antecedentes

La denominación Drift Súñica fue utilizada por Martínez (2002) para designar a los depósitos glacialacustres correspondientes a lo que él llamó Penúltima Glaciación. Los sedimentos de la laguna Súñica fueron observados por Caldenius (1932) y Feruglio (1949-1950).

Distribución areal

Los depósitos del Drift Súñica aparecen distribuidos en tres ambientes de la Hoja Trevelin y constituyen una faja de rumbo NNE-SSO que se extiende a lo largo de la zona central de la comarca. El agrupamiento situado más al norte comprende los alrededores de la laguna Súñica y la planicie mesetiforme adyacente. Se incluyen asimismo asomos aislados situados al E de la estancia El Refugio, en el faldeo oriental de la sierra Colorada, y otros ubicados en las inmediaciones del cerro La Bandera.

Otro grupo de afloramientos se halla en el sector central de la comarca y comprende los que están situados en la pampa Grande, en el cerro Armando y aquéllos que se encuentran en las planicies adyacentes al río Corcovado entre la localidad de Corcovado y la confluencia con el arroyo El Fango.

El tercer grupo de afloramientos atribuibles a esta unidad se halla en la pampa Margarita, en el sector austral de la Hoja. Incluye asimismo a los depósitos situados al E del lago General Vintter a una cota de 900 a 1000 metros.

Litología

El Drift Súñica está compuesto por gravas gruesas y muy gruesas de rocas volcánicas y graníticas, muy alteradas y cubiertas por pátinas de óxidos. Es posible observar, bloques que superan los 3 m de diámetro. En general, las gravas y los bloques presentan buen redondeamiento y son angulosos a subangulosos.

Ambiente de depositación y relaciones estratigráficas

La morfología de los depósitos y la posición topográfica de los mismos indica que fueron depositados por glaciares de valle.

El Drift Súñica se encuentra adosado al Drift Mallín Grande, como puede observarse en el valle del río Corcovado. En la región del lago General Vintter es posible apreciar cómo el Drift Lago Vintter se apoya sobre el Drift Súñica.

Edad

Por su disposición en el campo, por delante y por debajo del Drift Lago Vintter, Martínez (2002) asignó al Drift Súñica a la Penúltima Glaciación y lo equiparó con el evento Gotiglacial de Caldenius (1932).

En este trabajo se considera que la edad del Drift Súñica es pleistocena media alta.

Drift Lago Vintter (25)

Bloques, gravas, arenas y limos

La denominación Drift Lago Vintter fue utilizada por Martínez (2002) para designar a los depósitos glaciogénicos ubicados en la posición más interna u occidental de los valles andinos.

Los depósitos de este drift se hallan muy bien representados en las márgenes N, SE y S del lago homónimo. Otros afloramientos asignables al mismo se hallan en las nacientes del arroyo El Fango y, en el sector central de la Hoja en la comarca de Mallín Grande.

Esta unidad se caracteriza por la gran abundancia de bloques de diámetro entre 0,40 y 1,5 metros. Asimismo, este till presenta una gran abundancia de bloques graníticos, esencialmente granitos rosados, que en ocasiones llegan a superar en proporción, a los componentes volcánicos. Presenta una matriz areno-arcillosa de color gris amarillento.

En la zona del lago General Vintter, esta unidad está adosada al Drift Súñica. Por su parte, se encuentra disectada por los cursos de agua actuales.

Los depósitos de esta unidad se correlacionan con el Finiglacial de Caldenius (1932) y con el Drift Nahuel Huapí de Flint y Fidalgo (1968).

Por su posición cercana al frente cordillerano y por endicar a uno de los mayores lagos de la Cordillera Patagónica, se asigna el Drift Lago Vintter al Pleistoceno superior.

Depósitos del Segundo Nivel (26)

Gravas y arenas

La extensión de los Depósitos del Segundo Nivel permite su mapeo solamente en el tercio oriental de la Hoja Trevelin, más específicamente en las márgenes de la depresión tectónica que ocupan los ríos Tecka y Putrachoique. Asimismo, estos depósitos se extienden por la pampa situada al este de las sierras de Tecka y de Tepuel, así como en la depresión del valle de Lanzaniyeu. Si bien es posible que existan afloramientos equiparables en otros sectores de la comarca, la densa cubierta vegetal y lo reducido del tamaño de los mismos impide su adecuada identificación.

Estos depósitos están conformados por gravas y arenas provenientes de rocas volcánicas y plutónicas. Sus espesores varían entre 5 y 15 metros.

2.4.2.2. Holoceno

Depósitos aluviales (27)

Gravas, arenas y limos

Los depósitos aluviales constituyen las llanuras de inundación de los numerosos ríos de la comarca, entre los que se destacan por su extensión las llanuras de los ríos Percey, Corintos, Grande, Frío, Tecka, Corcovado y Putrachoique. También incluyen a las llanuras de los cauces menos caudalosos del sector extraandino como los del arroyo Quichaura o Languiñeo y del valle de Lanzaniyeu.

Están constituidos por gravas, arenas y limos sin ningún grado de consolidación. La composición está regida por la proveniencia, es decir, la predominancia de las rocas erosionadas por los respectivos cauces.

3. ESTRUCTURA

3.1. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA

Los rasgos dominantes de la estructura son extensas fracturas de orientación casi norte-sur que permiten dividir a la comarca en los ambientes cordillerano y subcordillerano.

El primero, situado en el sector occidental de la Hoja, tiene su límite oriental determinado por una importante falla que dio lugar a la elevación de la cordillera y que lo separa de la depresión intermontana del valle 16 de Octubre. La falla mencionada continúa hacia el sur, estando su traza señalada por los cursos inferiores de los arroyos Baggilt y Greda. Hacia el sur, esta disturbación adquiere un rumbo SE hasta la localidad de Corcovado, donde vuelve a obtener su rumbo casi N-S, formando el frente montañoso oriental de los cerros Herrero y Poncho Moro. A la latitud del arroyo Comisario, una falla de rumbo SO limita la cordillera hasta el lago General Vintter.

La disposición tabular de las camadas volcánicas y piroclásticas permite apreciar los movimientos relativos de los diferentes bloques en que se halla dividido el ambiente cordillerano. En general, fracturas de carácter secundario de rumbos generales N 50° O y N 80° O limitan los citados bloques, los cuales se hallan levemente basculados hacia el este. Las mayores inclinaciones observadas alcanzan los 25°.

El ambiente subcordillerano localizado en la franja oriental de la Hoja, está caracterizado por

corrimientos, fallas inversas y pliegues de las rocas involucradas. En la sierra de Tecka, Márquez y Giacosa (2000) reconocieron cuatro corrimientos que afectan las unidades paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas de esa unidad orográfica. La deformación se completa con fallas menores -fenómenos de ajuste- que delimitan algunos bloques. Estas fracturas tienen rumbos predominantes N 40° E, N 60° E, N 70° O y N 45° O. Se considera que los dos sistemas primeramente enunciados son propios de este ambiente subcordillerano.

En el faldeo sur del cerro Nahuel Pan se observan pliegues suaves, con inclinación de sus flancos del orden de 25° y rumbo de ejes aproximadamente norte-sur. Estas perturbaciones estarían vinculadas a las fallas inversas que afectan el macizo rocoso del cerro Nahuel Pan por el este y por el sur.

Si bien no se han podido determinar fehacientemente estructuras plegadas mayores en la sierra de Tecka, es evidente que los estratos carboníferos y liásicos se hallan inclinados en direcciones variables, respondiendo quizás a los efectos de los cuerpos ígneos que los intruyen. Turner (1982) describió pliegues de magnitud menor que perturban a las sedimentitas del Grupo Tepuel, con rumbo N 10° E y buzantes hacia el sur, con longitud de onda de hasta 10 metros. Page (1982) mencionó que el núcleo de la sierra de Tepuel es un anticlinal de grandes dimensiones, con su eje orientado en la dirección norte-sur.

Las estructuras mayores con orientación casi N-S delimitan extensas depresiones tectónicas. La más importante, quizás, es la depresión que alberga los valles de los ríos Tecka y Putrachoique. Asimismo, los valles 16 de Octubre y Frío están alojados en una importante depresión tectónica, limitada por el cordón Situación y su continuación hacia el sur, por el poniente y las elevaciones del cordón La Grasa, la sierra Colorada, el pico Thomas y el cerro Nahuel Pan por el naciente. El sector deprimido situado en la franja sur de la Hoja, entre el cordón de Putrachoique y el frente cordillerano, ocupado por sedimentos glaciogénicos y aluviales modernos, también constituye una depresión tectónica, si bien la cubierta impide determinar las fracturas que lo limitan.

La depresión intermontana de los valles 16 de Octubre y Frío está colmatada por depósitos terciarios y cuaternarios. La edad eoceno-oligocena de la Formación Ñorquinco, aflorante en este sector, indica que la depresión intermontana ya se había formado en el Terciario inferior.

3.2. FASES DIASTRÓFICAS

La comarca presenta actualmente una estructura que es el resultado de la superposición de varias fases diastróficas que actuaron a lo largo de su evolución geológica. Por sus estructuras y relaciones se han podido distinguir los movimientos tectónicos que se describen en los párrafos siguientes.

Como resultado de la Fase Chánica del ciclo orogénico Gondwánico se habría producido el metamorfismo de las rocas de la Formación Arroyo Pescado. La Fase Sanrafaélica, del mismo ciclo, habría ocasionado el levantamiento general de la comarca y posiblemente las deformaciones intraformacionales reconocidas por Márquez y Giacosa (2000) en las sedimentitas carboníferas del Grupo Tepuel. La acción de los movimientos de la Fase Huárpica del ciclo Gondwánico habría provocado la efusión de las vulcanitas de la Formación Nahuel Pan.

Como consecuencia de la Fase Riográndica del ciclo orogénico Patagonídico, se habrían plegado las sedimentitas jurásicas de las formaciones Río Corintos y Lepá, se habría acentuado la efusión de las vulcanitas y piroclastitas de la Formación Lago La Plata y, sobrevenido la intrusión de los gabros y dioritas de la Formación Tecka.

Los movimientos de la Fase Araucánica habrían provocado el descenso de la comarca y el inicio de la ingresión tithoniano-neocomiana que dio lugar a las sedimentitas marinas de la Formación Cerro Campamento. Posteriormente, durante el ciclo orogénico Patagonídico, se habría elevado la región, producido la efusión de las vulcanitas y piroclastitas de la Formación Divisadero y la colmatación y regresión del mar tithoniano-neocomiano. Los máximos de la actividad magmático-plutónica, correspondiente al intervalo 110 - 95 Ma, estarían vinculados a la Fase Divisadérica del ciclo orogénico Patagonídico.

A continuación, la comarca fue afectada por la Fase Incaica del ciclo orogénico Ándico, que sería la responsable de las primeras elevaciones de la Cordillera Patagónica. Por otro lado, representaría una fase de alivio tensional en el antepaís como resultado del cual habría ocurrido el vulcanismo que dio lugar al Complejo La Cautiva, a la Formación Huitrera y a la Formación Cerro Menuco.

Los movimientos de la Fase Tehuelche trajeron como consecuencia un fallamiento que sería el responsable de la depositación de las formaciones

Ñorquinco, Carinao y La Mimosa en las depresiones intermontanas. Los movimientos de la fase Quéchuica elevaron la Cordillera Patagónica a su posición actual, reactivando los sistemas de fracturación mesozoicos.

4. GEOMORFOLOGÍA

El relieve actual del área es producto de la combinación de la orogénesis que originó la Cordillera Patagónica y de fenómenos de índole climático como fueron las glaciaciones neógenas y cuaternarias. Esta interrelación existió, por lo menos, desde el Mioceno medio-Mioceno superior, cuando un importante ascenso del macizo montañoso comenzó a impedir el paso de los vientos húmedos del Pacífico. De esta manera se introdujo en la región un marcado gradiente climático, que se conserva hasta la actualidad, de modo que gran parte de las precipitaciones son retenidas en la vertiente occidental y en la alta cordillera disminuyendo bruscamente hacia el este. Estas condiciones han sido un elemento determinante en el comportamiento y distribución de los hielos durante las sucesivas glaciaciones. Como correlato se fue generando una secuencia paisajística O-E bien definida y expresada por las diferentes asociaciones de geoformas presentes.

Desde este enfoque se puede dividir el sector en tres franjas norte-sur o ambientes, los cuales se caracterizan por la predominancia de determinadas geoformas o asociaciones morfológicas que se denominarán paisajes.

Ambiente Occidental o Cordillerano

Coincide con la zona de alta cordillera y con el área de alimentación de las masas glaciarias durante el Terciario superior y el Cuaternario. No supera los 25 km de ancho, las máximas alturas apenas son mayores que los 2000 m y las pendientes son muy fuertes, en muchos casos de más de 45°. Es una franja donde predomina la erosión sobre la acumulación y donde la masa arbórea (bosque subantártico) parece jugar un rol importante como estabilizador de laderas y atenuador de la erosión. Está caracterizada por la existencia de geoformas de erosión glaciaria como los circos, artesas, crestas, aretes, pináculos, valles colgantes y espolones truncados.

Casi la totalidad de los lagos aquí presentes son cubetas glaciarias, de fondo rocoso, cerradas por escalones y/o endicadas por drift. Un buen ejemplo de estos últimos es el imponente lago General Vintter

el que junto con el lago Amutui Quimei constituyen los cuerpos de agua más importantes de la Hoja. Ocasionalmente aparecen escarpas de falla, siempre modificadas por la acción de los hielos.

La acción fluvial, debido a las fuertes pendientes y a las abundantes precipitaciones, es el proceso más activo en la actualidad. Profundos cañadones en «V» se desarrollan en el piso de los valles glaciarios y en las laderas. La red de drenaje aún respeta el diseño impreso por las masas glaciarias y sólo en aquellos sectores que no han sido englazados, se evidencia la influencia de la estructura o la litología.

Ambiente Central o Precordillerano

Este sector, ubicado inmediatamente al este del anterior, tiene un ancho promedio de 40 kilómetros. Las pendientes son más moderadas y la topografía exhibe menos contraste, aunque existen importantes sectores serranos en el centro-norte de la franja (sierra Colorada y los cordones La Grasa y Kaquel) que no superan los 2000 metros. Este ambiente coincide con el área de acumulación de los depósitos generados por las glaciaciones donde son características las planicies de till, las lomadas morénicas y las planicies y terrazas glacialacustres o fluvio-glaciarias. En contraposición a los profundos lagos cordilleranos aquí existen numerosos cuerpos someros de agua, en su mayoría endicados por morenas o confinados a las depresiones de las planicies de drift.

En las zonas más bajas se han generado valles amplios, con importantes planicies aluviales, en parte fluvio-glaciarias. Los sectores serranos, que no han sido englazados, cuentan con una red de drenaje bien desarrollada y, en muchos tramos, los ríos y arroyos circulan en sus propias planicies aluviales.

Áreas con importantes depósitos de remoción en masa se observan adosadas a las serranías más importantes y morfologías propias de condiciones periglaciares se han desarrollado en las cumbres de las mismas.

Ambiente Oriental o Extraandino

Este ambiente es el de mayor extensión areal y en algunos sectores tiene un ancho de 50 kilómetros. Las precipitaciones medias no superan los 300 mm al año y orográficamente está constituido por las sierras de Tecka y de Tepuel, por el cordón de Putrachoique y por el faldeo oriental del cordón Kaquel. En las laderas de las serranías señaladas yacen grandes superficies aterrazadas de origen flu-

vial pedemontano, aunque algunas se corresponden con relictos de planicies fluvio-glaciares.

Áreas deprimidas y/o cuerpos someros, salinos, de agua con drenaje endorreico en su mayoría, se hallan ubicados en los sectores más distales de las secuencias pedemontanas activas o recientes. El drenaje, intermitente o efímero, es fuertemente controlado por la litología y los cursos presentan valles en «V» con reducidas planicies aluviales en los tramos inferiores. Como cursos permanentes sólo se puede mencionar al río Gualjaina y a sus tributarios, el río Tecka y el arroyo Pescado.

A continuación se describirán los principales procesos generadores de relieve que actúan en la comarca.

Morfogénesis fluvial

Los procesos fluviales son, en la actualidad, los que revisten mayor influencia en el modelado del paisaje y pierden relevancia hacia el este debido a la disminución en las precipitaciones. Si bien, en mayor o menor medida, los rasgos de acción fluvial están presentes en toda el área, solo se considerarán aquí aquellos sectores donde dominan las morfologías, denudativas o agradacionales, producidas por las aguas superficiales en movimiento. Se pueden reconocer dos tipos de paisaje, de erosión y de agradación fluviales.

- Paisaje de erosión fluvial

Se agrupan aquí las morfologías generadas exclusivamente por la acción erosiva del agua superficial tanto cuando se moviliza en canales como en manto, aunque se incluyen los rasgos menores producidos por procesos de remoción en masa generalmente asociados.

En el Ambiente Cordillerano se encuentran profundos valles en «V», labrados en los pisos de las artesas glaciarias, que evolucionan a cursos con reducidas planicies aluviales al ingresar a los sectores más orientales, donde dominan los depósitos de drift.

En el Ambiente Precordillerano y en aquellos sectores que no han sido afectados por las glaciaciones (las zonas más altas de la sierra Colorado y de los cordones de La Grasa y de Kaquel) se integran en densas redes de drenaje controladas por la litología, la estructura y la pendiente.

En el Ambiente Extraandino, las escasas precipitaciones y la reducida cobertura vegetal hacen que

el control litológico se maximice generándose cañadones de paredes muy empinadas, en las rocas friables, y menos abruptos, en rocas resistentes.

- Paisaje de agradación fluvial

Esta categoría incluye a las planicies aluviales, abanicos aluviales y a las terrazas de origen fluvial aledañas a los cursos de agua.

En el Ambiente Cordillerano, reducidos tramos de arroyos y ríos con depósitos aluviales, alternan con los valles en «V». El valle del río Corintos, en su tramo cordillerano ha sido considerado de origen fluvial aunque el mismo en realidad es el producto de procesos más bien fluvio-glaciares, con una dinámica fluvial sobreimpuesta constituyendo un típico valle desproporcionado en menos. Un caso similar pero de menores dimensiones es el valle del río Corcovado.

Los imponentes depósitos de drift, en el Ambiente Precordillerano, son surcados por numerosos drenajes que debido a las escasas pendientes forman planicies aluviales. Tienen un diseño altamente sinuoso a meandroso y el contacto con los arcos morénicos hacen que desarrollen grandes curvas y rectifiquen permanentemente su dirección.

En el Ambiente Extraandino se destaca la gran planicie aluvial del río Tecka y sus terrazas, las que alcanzan anchos que superan los 3 kilómetros.

Morfogénesis glaciaria

Las morfologías glaciarias son sin duda las que mayor desarrollo e importancia paisajística revisten para el área de la Hoja, pero adquieren su máxima expresión en los Ambientes Cordillerano y Precordillerano y están prácticamente ausentes en el Ambiente Extraandino. El Ambiente Cordillerano (zona de alimentación de los glaciares) presenta formas típicamente erosivas mientras que el Precordillerano (zona de ablación) está dominado por los depósitos de drift y las morfologías morénicas, fluvio-glaciares y glacialacustres.

En relación con esta morfogénesis se reconocieron tres tipos de paisajes glaciares, de erosión, de agradación y de erosión y de agradación.

- Paisaje de erosión glaciaria

Incluye todas las grandes geofomas propias de la acción erosiva del hielo en movimiento como son los valles glaciarios, circos glaciarios, rocas aborregadas, nunatacks (Fig. 7) y pavimentos



Figura 7. Nunatacks en las nacientes del río Hielo.

glaciaros. Este tipo de paisaje se ha desarrollado casi exclusivamente en el Ambiente Cordillerano. Tiene como rasgos más destacados a los largos y profundos valles glaciarios, a las decenas de circos desarrollados en las cumbres, a las crestas, aretes y pináculos generados por la acción erosiva retrocedente y lateral de los glaciares sobre las paredes de los valles y, hacia el nacimiento, afloramientos rocosos pulidos y «aborregados» por los glaciares.

Todos los lagos presentes en este ambiente ocupan cubetas rocosas labradas por los glaciares.

- Paisaje de agradación glaciar

Se han representado en esta unidad todos los sectores donde dominan las morenas, las planicies fluvio-glaciares y glacialacustres, y las zonas con depósitos de till de morfología poco definida pero que modifican el relieve preexistente. Se desarrollan mayoritariamente en el Ambiente Precordillerano, coincidiendo con el área terminal de las glaciaciones. Arcos morénicos perfectamente conservados depositados durante las dos últimas glaciaciones, pueden observarse en el abra de Esquel, en las inmediaciones de la laguna Súñica, en el trazado de la ruta provincial 17 que une las localidades de Corcovado y Tecka, y en las nacientes del río Corcovado y endicando el lago General Vintter. Importantes de-

pósitos de till y sedimentos glacialacustres cubren un amplio sector levemente ondulado ubicado al sur de la localidad de Trevelin, entre el frente cordillerano y la sierra Colorada y el cordón La Grasa.

Hacia el este, en el límite con el Ambiente Extraandino, se identificaron grandes superficies de lomadas constituidas por till y depósitos fluvio-glaciares muy meteorizados, con la morfología primitiva muy alterada, que se adjudican a las glaciaciones más antiguas.

- Paisaje de erosión y agradación glaciar

Se ha querido representar aquí a aquellos sectores donde la morfología se debe a la combinación, con una influencia equivalente, de la erosión y la acumulación glaciar.

Depósitos de till sin morfología definida intercalados y cubriendo superficies rocosas arrasadas por el hielo, sin encauzamiento marcado, pueden hallarse al oeste de la localidad de Corcovado, en el valle del río homónimo y en el faldeo sur del cordón La Grasa. Si bien esta asociación morfológica podría interpretarse como de transición entre el Paisaje de erosión (Ambiente Cordillerano) y el de Agradación glaciar (Ambiente Precordillerano), en algunos casos parece el resultado de la exaración producida por los mantos de hielo de las glaciaciones más anti-

guas y de la acumulación de till de esa edad y más moderno. Las redes de drenaje pueden, en este tipo de paisaje, expresar localmente las características litológicas y/o estructurales del sustrato.

Otros procesos morfogenéticos

En la región, además de los anteriores, intervienen otros procesos generadores de paisaje, los que se describirán seguidamente.

- Paisaje geocriogénico

Algunos sectores, reducidos y circunscriptos a las zonas más altas de las serranías precordilleranas, presentan morfologías propias de condiciones periglaciares. *Protalus ramparts*, nichos de nivación, crestas de nivación, lenguas de soliflucción, suelos estructurados y listas de piedras se pueden observar en las estribaciones de la sierra Colorada, en el cordón La Grasa, en el Cerro Cucho y, con dudas, en el cerro El Palenque (nacientes del río Tecka). Los nichos de nivación del cordón La Grasa y del cerro Cucho son fácilmente identificables debido a que, en la actualidad, están ocupados por pequeños lagos.

Si bien algunas de las morfologías mencionadas son producto de procesos criogénicos activos en el presente, la mayoría y las más conspicuas se habrían originado durante la Última Glaciación, cuando condiciones periglaciares se implantaron en las cumbres de los cerros mencionados, a algunas decenas de metros por debajo de la paleolínea de nieves. Debido a las condiciones de insolación propias de estas latitudes, casi sin excepción, las morfologías se han desarrollado sobre los faldeos con exposición este-sudeste.

- Paisaje de procesos gravitatorios

Diferentes depósitos de remoción en masa pueden localizarse en el área. Los de mayores dimensiones se hallan en el Ambiente Precordillerano, adosados a la sierra Colorada y al cordón La Grasa. Algunos llegan a superar los 5 km de largo y los 2 km de ancho. Serían depósitos complejos que comienzan como deslizamientos de roca y sedimento para evolucionar distalmente a flujos. Muestran cierta relación con la secuencia volcánicla eocena y con los depósitos de drift suprayacentes y estarían asociados temporalmente al vaciamiento de los grandes lagos post glaciares (posteriores a la Última Glaciación).

- Paisaje de niveles aterrazados y depósitos pedemontano

En el denominado Ambiente Extraandino se desarrollan exclusivamente conspicuas superficies horizontales o suavemente inclinadas, aterrazadas, compuestas de rodados que tienen formas, tamaños y litología muy variadas. Algunas han sido originadas por procesos fluviales pedemontanos (en condiciones de clima árido a semiárido) y otras corresponden a antiguas planicies fluvio-glaciares.

En el faldeo oriental del cordón Kaquel, en el valle del río Tecka, se presentan como una compleja sucesión de niveles de bajada que se han generado a expensas de niveles de otras bajadas o de depósitos fluvio-glaciares ubicados a cotas superiores. En este mismo valle, pero en las laderas de la sierra de Tecka, hay varios niveles aterrazados que, al igual que las terrazas colgadas del faldeo oriental de los cordones Putrachoique, Kaquel y del valle del río Gualjaina, serían bajadas inactivas. Al naciente de las sierras de Tecka y Tepuel el sustrato rocoso está cubierto por abanicos aluviales y bajadas, activos o recientes, que inclinan hacia depresiones o bolsones.

Se incluyen en este tipo de paisaje algunas terrazas estructurales de los afloramientos de las sedimentitas miocenas que afloran al este de las serranías de Tepuel y Tecka.

- Paisaje endorreico o lagunar

Propio del Ambiente Extraandino, este paisaje tiene lugar donde las precipitaciones son muy escasas. Son esencialmente cuencas cerradas, o que funcionan como tal gran parte del año, con un sector deprimido de pendientes muy suaves, que recibe el aporte de cursos de agua efímeros o intermitentes. Algunas constituyen auténticos bolsones donde el sector más bajo está ocupado por cuerpos de agua muy someros, salinos, que se hallan inundados pocos meses al año. En general corresponden a las facies distales (playas) de las secuencias pedemontanas activas mencionadas más arriba.

Excepción a la regla es la laguna Súnica, ubicada en el centro-norte de la Hoja. Esta es un relicto de lago proglacial pero que por su dinámica actual se cree conveniente incluirla dentro de esta categoría.

- Paisaje volcánico

Este tipo de paisaje no tiene gran desarrollo y sólo adquiere mayor importancia al este, fuera de

esta Hoja. En la zona de estudio se ha podido identificar un aparato volcánico, al sur de la localidad de Tecka, en la ruta nacional 40. El mismo tiene aproximadamente 4 km de diámetro y se presenta totalmente cubierto de till aunque su morfología y los afloramientos basálticos que se hallan en las inmediaciones inducen a asignarle este origen.

- Paisaje antropizado

Existen sectores donde la actividad humana ha tenido consecuencias paisajísticas incuestionables, pero para el área que abarca la Hoja Trevelin, ocupa la superficie afectada es sumamente reducida.

Los rasgos más destacados son las principales urbanizaciones de Trevelin, Tecka, Corcovado y Carrenleufú, y las modificaciones producidas por la construcción del Complejo Hidroeléctrico en el río Futaleufú, que provocó la inundación de grandes superficies aguas arriba y alteración del cauce aguas abajo. Si bien se han identificado áreas muy degradadas por la actividad ganadera, considerando que las modificaciones afectan sólo el sistema suelo/vegetación, se ha preferido omitir su individualización en la carta.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

La Hoja Trevelin se encuentra en la zona limítrofe entre las provincias geológicas Cordillera Patagónica Septentrional y Precordillera Patagónica (Ramos, 1999).

La historia geológica de la comarca se inició durante el Neoproterozoico-Cámbrico, cuando se produjo la depositación de los sedimentos que constituyen el protolito de la Formación Arroyo Pescado. Estas rocas fueron posteriormente metamorfizadas durante la Fase Chánica del ciclo orogénico Gondwánico.

Durante el Carbonífero inferior se depositaron los sedimentos clásticos del Grupo Tepuel en un mar que, extendiéndose desde el oeste, habría llegado hasta la longitud de la pendiente occidental de la sierra de Lonco Trapial (Turner, 1975). La presencia de clastos de rocas graníticas en el conglomerado basal del Grupo Tepuel indica la proveniencia de clastos de esa composición desde áreas expuestas fuera del ámbito de la Hoja. La Fase Sanrafaélica del ciclo orogénico Gondwánico afectó al Grupo Tepuel. Con posterioridad, coincidente con la Fase Huárpica del ciclo magmático Gondwánico, se implantó un régimen volcánico que dio origen a las vulcanitas de la Formación Nahuel Pan.

En el Liásico sobrevino el ciclo orogénico Patagonídico y, como consecuencia de la interacción entre las placas Sudamericana y Pacífica, se instauró un régimen de volcanismo calcoalcalino, que dio lugar a los potentes depósitos volcánicos y volcanoclásticos de la Formación Lago La Plata. Casi simultáneamente se emplazó hacia el este un régimen de sedimentación continental con facies lagunares, representado por la Formación Río Corintos. Más hacia el este aún, se instaló un sistema extensional que permitió la invasión del mar, con el establecimiento de un régimen sedimentario marino de plataforma de forma elongada con orientación casi norte-sur. Los sedimentos depositados en esa plataforma marina constituyen la Formación Lepá. Coetáneamente se verificó en la comarca un plutonismo bimodal que dio lugar a la Formación Tecka y al Granito Aleusco.

Las condiciones de extensión prevalecieron y se ampliaron hacia el oeste, produciendo en el límite Jurásico-Cretácico la depositación de las sedimentitas de la Formación Cerro Campamento en el sector cordillerano. En él continuó la subducción durante el Cretácico que quedó registrada por una intensa actividad magmática representada por las vulcanitas de la Formación Divisadero, el Granitoide Río Hielo y la Formación Morro Serrano.

Durante el Terciario y como consecuencia de las distintas fases del ciclo orogénico Andico, se instaló en la parte oriental de la comarca un régimen volcánico testificado por el Complejo La Cautiva y por las formaciones Huitrera y Cerro Menuco. Al finalizar el Paleógeno y hasta el Neógeno, la fracturación asociada a la Fase Tehuelche delimitó una serie de depresiones tectónicas, en las cuales se generaron regímenes de sedimentación continental. Las formaciones Ñorquinco, Carinao y La Mimosa conforman los registros de esta depositación.

La persistencia de la subducción, con una actividad plutónica restringida, quedó puesta de manifiesto a través del Granito Miyaguala.

Durante el Cuaternario más temprano y como consecuencia del levantamiento general de la cordillera, se depositaron las gravas de la Formación Huaiqui en la sierra de Tecka. Posteriormente o quizás sincrónicamente, sobrevino en la comarca un régimen glacial que originó cinco glaciaciones mayores que originaron extensos depósitos glaciogénicos. Al final del Pleistoceno y como consecuencia de cambios importantes del nivel de base se generaron los Depósitos del Segundo Nivel. Finalmente, durante el Holoceno se depositan aluvios y otros sedimentos modernos.

6. RECURSOS MINERALES

Los trabajos de prospección regional permitieron una primera aproximación metalogenética y una selección regional de 58 indicios y ocurrencias de interés geomínero.

Las rocas de caja de las mineralizaciones son preferentemente piroclastitas y lavas calcoalcalinas de las formaciones Lago La Plata y Divisadero intruidas por cuerpos del Granitoide Río Hielo y de la Formación Morro Serrano.

Esto permite plantear que durante el Jurásico-Cretácico existió en la región un conjunto de mineralizaciones de Cu, Pb, Zn, Mo, Au, Ag, Ni y PGE, alojadas en diferentes metalotectos. Las soluciones hidrotermales produjeron removilizaciones y zonas de alteración con sulfuros diseminados alimentadas por procesos generados en un arco magmático-volcánico, en una zona de convergencia de placas.

Este panorama configura una excelente guía para la prospección y exploración de este sector de la Patagonia, como aporte sustancial del Estado Nacional a su desarrollo minero.

Las prioridades para la prospección están centradas en los siguientes sectores:

I- Sierras de Tecka – Tepuel: gabros cumuláticos con Ni, Cu y PGE.

II- Faja norte-sur, de 25 km de ancho, desde el límite internacional argentino-chileno hacia el este, zonas de alteración hidrotermal, con sulfuros diseminados de cobre.

III- Cordón Kaquel - cordón Putrachoique: brechas de conducto, zonas de alteración y vetas hidrotermales de arsenopirita con oro y de cuarzo con oro.

IV- Sur del cordón Situación - cordón de Los Galestes: vetas y *stockworks* con cobre, plomo, cinc y oro.

V- Arroyos Cucho y Kaquel – río Corintos: aluviones de oro.

VI- Centro norte de la sierra de Tecka: basaltos columnares, calizas y travertinos.

VII- Valle 16 de Octubre, Esquel-Trevelin: arcillas para cerámicas.

VIII- Faja central norte-sur, a lo largo del meridiano 71°15': vetas aisladas, carbón, arcillas, calizas, aluviones y otros.

Existe en la región una planta de elaboración primaria de materiales calcáreos, El Calafate SCC, cercana a Trevelin, de capitales netamente locales, que provee cales hidratadas y enmiendas calcáreas para el área patagónica y Chile.

6.1. DEPÓSITOS DE MINERALES METALÍFEROS

En este apartado se describirán primero los depósitos agrupados según el elemento predominante y a continuación las numerosas áreas con alteración hidrotermal presentes en la zona.

Cobre

Vertedero (cobre-hierro)

Esta zona se ubica aguas abajo de la presa Futaleufú, en el área del vertedero, con acceso muy bueno a través de la ruta 258 desde Esquel o Trevelin. El conocimiento geológico del sector se debe a Haller (1976) y Márquez y Butrón (1981).

Las rocas de caja de la mineralización corresponden a vulcanitas lávicas y a piroclásticas de la Formación Lago La Plata, de composición andesítico-dacítica y yacencia subhorizontal, que están intruidas por un enjambre de diques andesíticos, de posible edad terciaria.

La mineralización consiste en vetillas de 3 a 4 cm de potencia, de rumbo NO-NNO, de corta longitud e inclinación vertical a subvertical, en las que distinguen calcopirita, bornita, pirita, covellina, calcosina y malaquita, en ganga de cuarzo y calcita (Fig. 8). Se aprecia silicificación en las salbandas de las venillas.

Pozones de Navarro (cobre-hierro)

Esta zona se localiza a 40 km de Trevelin en el lado izquierdo de la ruta 259 que une Trevelin con el paso fronterizo a Futaleufú, en Chile. El acceso es muy bueno y se realiza con vehículos de tracción simple.

Los aportes al conocimiento geológico del sector corresponden a Haller (1976), Viera (1977 y 1986b), Márquez (1980) y UNRF (Fondo Rotatorio de Naciones Unidas, 1982).

Las rocas de caja de la mineralización son lavas y piroclastitas de composición andesítico-dacítica con brechas volcánicas de textura variable, de la Formación Lago La Plata, intruidas en sectores por gran cantidad de diques de pórfiro andesítico. La estructura regional es de bloques-fallas.

La mineralización está conformada por vetas de escasa potencia (alrededor de 0,20 m) y corridas de hasta 10 m, en las que se encuentran calcopirita, pirita, covellina, malaquita y limonitas indígenas y



Figura 8. Guías mineralizadas en el área Vertedero.

transportadas, en ganga de cuarzo. Los rumbos predominantes de las vetas son N10°O e inclinación de 81° E y N10°E con inclinación de 56° O.

En las rocas de caja se observa alteración propilítica muy extendida, que particularmente se localiza en el entorno de diaclasas y fisuras.

En algunos sectores, la mineralización se asocia a los diques andesíticos y se extiende cubriendo una superficie observable de 500 m por 100 metros.

UNRF (Fondo Rotatorio de las Naciones Unidas, 1982) realizó en el sector un importante relevamiento de datos geofísicos y geoquímicos que no revelaron anomalías significativas.

El Rosedal (cobre-oro-hierro-plomo)

El Rosedal se sitúa a 32 km hacia el oeste de Trevelin, en el flanco sur del valle del río Grande o Futaleufú, al oeste del río Blanco (Los Cipreses). El acceso es muy bueno y se puede hacer con vehículo de tracción simple. Los antecedentes geomíneros se deben a trabajos de Haller (1976) y Viera (1977).

La mineralización es de tipo vetiforme y consiste en calcopirita, galena, sulfosales de bismuto, pirita y oro, en ganga de cuarzo, feldespatos y calcita, con potencias de 0,20 m a 0,35 m y con una corrida aflorante de 100 m, con rumbo predominante N 10° O. Los minerales supergénicos presentes son malaquita, azurita y crisocola. Las rocas de caja corresponden a facies lávicas y piroclásticas andesíticas y dacíticas de la Formación Lago La Plata.

Los resultados analíticos de muestras de esta veta arrojaron valores de 70 g/t Au (Haller, 1976).

Cerro Ver (cobre-plomo-bario)

La zona se localiza en los alrededores del hito natural del límite Argentina - Chile, denominado cerro Ver (1959 m s.n.m.). El acceso es muy difícil y debe hacerse desde Los Cipreses a caballo o a pie.

Haller (1976) realizó el mapeo geológico regional y Márquez (1980) ejecutó tareas geomíneras tendientes a la caracterización de la mineralización (Haller, 1981, 1984, 1986).

Las rocas de caja son lutitas, andesitas y piroclastitas asociadas de las formaciones Cerro Campamento y Divisadero.

La mineralización se aloja como cemento de brechas tectónicas, con potencias variables que alcanzan el máximo de 1,00 m; se distribuye irregularmente y en venillas que cruzan la estructura alojante y las salbandas. Los minerales que la componen son calcopirita, galena, bornita, calcosina, pirita, malaquita y covellina, en ganga de baritina, calcita y cuarzo (Fig. 9). Los rumbos predominantes son N15°-20°O, N20°E y N45°O, con posición subvertical, y corridas variables de 30, 20, 90 y 5 m respectivamente. Las dimensiones del área son de 1000 m por 500 metros.

Las tareas realizadas en la zona implicaron prospección geoquímica regional, relevamiento semidetallado y el posicionamiento de la mineralización (Márquez 1980).

Arroyo Cascada (cobre-oro-plata-hierro-arsénico)

Se ubica en el faldeo oriental del cerro Cuche, en las nacientes de los arroyos Cascada, Puesto Viejo, de los Capones y el de los Zanjones, que aguas abajo forman el arroyo Cuche al integrarse con el arroyo Las Petisas. El acceso se puede realizar desde la ruta nacional 40, luego de transitar desde Esquel con dirección a Tecka 85 km por pavimento y tomar un camino de ripio hacia el oeste, que bordea el arroyo



Figura 9. Minerales de cobre en el cerro Ver.

Cuche hasta el puesto Dos Arroyos de la estancia Tecka. Desde allí se puede llegar por huella minera, que se corta en invierno, hasta las cabeceras del arroyo Cascada. Es indispensable transitar esta zona con vehículo doble tracción y contar con la colaboración de un buen baqueano. También se puede acceder por caminos privados de la estancia Tecka.

El conocimiento geominero del sector se debe a Valvano (1949), Márquez y Parisi (1982), Márquez (1985a), Genini y Zubia (1989), Petrominera Chubut-SE (1993) y Canyon Resources (CR) (1995).

La roca de caja de las mineralizaciones está constituida por vulcanitas, en facies lávicas y piroclásticas de composición andesítica de la Formación Lago La Plata El rumbo general es NO y la inclinación NE.

Los principales sectores mineralizados son:

Sector arroyo Cascada. Presenta antecedentes de laboreos antiguos. En la ribera derecha del arroyo hay un socavón aterrado de no mucho desarrollo (100 m³ de escombrera), labrado en la veta con rumbo N60°E e inclinación de 65° al NO; la potencia varía entre 0,20 m y 2,00 metros. Muestra mineralización masiva de pirita y arsenopirita en ganga de cuarzo. La roca de caja presenta alteración propilítica y argílica en las salbandas. Los contenidos del sector son de 13 g/t Au y 5 g/t Ag.

En la margen izquierda del arroyo se advierte una trinchera de 100 m de longitud con otras trincheras transversales cada 20 m, que permiten apreciar mineralización masiva de pirita, arsenopirita y calcopirita también en ganga de cuarzo.

Sector arroyo de los Capones - arroyo Zanjones. En este sector existen dos estructuras vetiformes que se intersectan, una de rumbo NE y la otra casi EO; la principal tiene 1,20 m de potencia y la menor 0,40 metros. Tras una corrida de unos 100 m ambas desaparecen debajo de la cubierta fluvio-glaciar. Aguas arriba se ve un pequeño afloramiento de roca alterada, que muestra en el corte del arroyo un venilleo de cuarzo con pirita y calcopirita.

Del lavado a la batea realizado en los aluviones del arroyo se comprobó la existencia de laminillas de oro de hasta 4 mm de diámetro.

Es probable que los minerales de este sector constituyan una parte importante de los minerales primarios que alimentan a los aluviones auríferos de la región, particularmente los de los arroyos Kaquel y Cuche.

Se han efectuado en la región importantes estudios e investigaciones geoquímicas, que determinaron 0,24-4,88 ppm Au en muestras de roca. También se llevaron a cabo estudios geofísicos y perfo-

raciones *air reverse*, ejecutadas por la empresa CR (1995), concesionaria de la zona de reserva provincial Arroyo Cascada.

Cerro Gonzalo (cobre-molibdeno-oro-plata-hierro)

Se ubica en campos de las estancias de Aleman y Luque cerca de la confluencia de los arroyos Luque y El Rápido que conforman el arroyo Kaquel. Se accede por la ruta nacional 40 asfaltada desde Esquel hasta 75 km con dirección a Tecka, y luego se toma un desvío de ripio, hacia el oeste, que transitado por 20 km permite el arribo a la zona de interés. Se aconseja el uso de vehículos doble tracción.

Las tareas geológicas del área se deben en particular al trabajo de Márquez *et al.* (1981), Márquez y Parisi (1982), Márquez (1983, 1985a, 1985b, 1986b, 1988) y Pancetti (1984). Está conformada por rocas de la Formación Lago La Plata intruidas por granitoides, leucotonalitas, leucogranodioritas y rocas hipabisales de composición dacítica (hialodacitas) asignables al Granitoide Río Hielo.

La mineralización se emplaza en una zona de brechamiento, con un núcleo central mineralizado en forma masiva a semimasiva, que presenta abundancia de *boxworks* rellenos de sulfuros y de cuarzo, textura que se pierde hacia la periferia del cuerpo.

Se observa en superficie un sombrero de hierro constituido por limonitas indígenas y transportadas, producto de la lixiviación de sulfuros. La mineralización consiste en pirita, cobre nativo, molibdenita, cuprita, tenorita, oro y malaquita.

Los estudios realizados en el sector incluyeron geología de detalle, geoquímica táctica, geofísica (Turam, IP, magnetismo), perforaciones dirigidas (a diamantina, con testigo continuo, sistema *wireline*).

A continuación se hará una síntesis de los sondeos ejecutados:

Pozo 1 (k')

Esta perforación, con azimut 238° e inclinación 65°, totalizó 71 m, atravesó rocas granodioríticas, sectores con hialodacitas, cortó aproximadamente 28 m de mineralización consistente en *boxworks* de sulfuros, pirita, calcopirita, molibdenita, calcosina, covellina y minerales de plata, oro nativo y electrum, en ganga de cuarzo. Se comprobó mineralización hasta unos 50 m de profundidad, en la vertical del cerro Gonzalo. Los resultados analíticos de Ag, Au y Cu en ppm son, respectivamente, los siguientes: *Muestra 22*: 3,29, 5,26, 1570; *Muestra 44*: 1,40,

11,02, 1652; *Muestra 27*: 0,72, 6,44, 921; *Muestra 39*: sin valores, 3,65, 154; *Muestra 40*: 0,00, 3,48, 106 y *Muestra 43*: 0,60, 5,67, 381.

Pozo 2 (k)

La perforación 2 (k) con un azimut de 238° e inclinación de 59°, cortó granodioritas con diferentes grados de alteración, venillas de cuarzo de variados rumbos (*stockworks*), finalizó en hialodacitas e intersectó mineralización desde los 20 m, donde se interrumpió por de falta de presupuesto; alcanzó 39,50 m de profundidad, sin intersectar la anomalía geofísica detectada.

Níquel

Gabros de Tecka y Tepuel (níquel-cobre-PGE-oro)

Los afloramientos abarcan las sierras de Tecka, Quichaura y Tepuel y se ubican en las sierras nombradas en primer y último término. El acceso se logra por la ruta nacional 40 y la provincial 62 y por numerosos caminos vecinales. Todos los afloramientos son accesibles con vehículo de doble tracción, desde Tecka, Quichaura, Gobernador Costa o José de San Martín.

Los antecedentes geomíneros de la región se deben a Suero (1947), Roller (1970), Turner (1982), Page (1982), S, Page (1984), Poma (1986), Poma *et al.* (1993), Miró *et al.* (1994), INTEMIN (1995), Viera (1996), Ubaldón (1997), Fernández de Covaro (2000b), Chernicoff (2000), Márquez y Giacosa (2000) y Márquez y Viera (2001). Viera *et al.* (1984) diseñaron un programa de prospección de rocas básicas y ultrabásicas de la Patagonia Argentina, incluyendo a las rocas gábricas de las sierras de Tecka y Tepuel.

Las rocas de caja de los intrusivos gábricos cumuláticos, incluidos dentro de la Formación Tecka, son potentes secuencias marinas y continentales del Grupo Tepuel conformadas por areniscas, conglomerados, lutitas con lentes de diamictitas. También se comportan como rocas de caja los depósitos marinos de la Formación Lepá.

En general, las rocas gábricas son concordantes con sus encajantes, emplazándose como filones capa y lacolitos.

La mineralización está vinculada a los intrusivos básicos en tres formas diferentes:

a- Una asociación de sulfuros y óxidos de minerales primarios se aloja en los gabros olivínicos, y son los siguientes: pirrotina, pirita, calcopirita,

pentlandita (escasa), valleriita y entre los óxidos se encuentran magnetita, espinelos cromíferos, ilmenita y titanomagnetita.

b- En asociación con noritas, se tiene mineralización de magnetita, en sectores serpentinizados. Como óxidos secundarios hay ilmenita y ulvoespinelo. Se aprecian también sulfuros diseminados, como calcopirita y pentlandita. En estas rocas disminuye la cantidad de sulfuros y se incrementa la proporción de óxidos.

c- En las rocas andesíticas alojadas en los gabros predomina la mineralización de óxidos, magnetita e ilmenita, que sufren reemplazo por hematita. El único sulfuro observado en estas rocas es la pentlandita diseminada en los silicatos.

Los estudios realizados en la región son geología de detalle, mapeo de estratificación gravitacional, petrografía y calcografía, geoquímica (con muestreo para determinación de minerales pesados) y relevamiento aerotransportado de datos geofísicos magnéticos (Chernicoff, 2000).

En los análisis de muestras, los valores oscilan entre 640 y 1000 ppm Cr, 26 y 83 ppm Co, 24 y 477 ppm Ni, 12 y 95 ppm Cu, 0,13 y 0,61% TiO_2 , 71 y 261 ppm V, 2,42 y 5,29% FeO y 0,28 y 8,06% MgO.

En análisis llevados a cabo en INTEMIN (1995), los resultados varían entre $<0,01$ a $0,02 \mu\text{Au}$; 125 a $500 \mu\text{Cr}$; 15 a $335 \mu\text{Ni}$; 25 a $50 \mu\text{Co}$ y de 10 a $100 \mu\text{Cu}$.

Como resultado del muestreo geoquímico de rocas gábricas y de sedimentos fluviales, en su evaluación del potencial en PGE de las sierras de Tecka y Tepuel, Márquez y Viera (2001) citaron los siguientes valores que en general constituyen anomalías débiles: *en rocas*: 46 ppb Pd, 31 ppb Pt, 89 ppb Ni y 95,8 ppm Cu; *en sedimentos fluviales*: 19 ppb Pd, 19,3 ppb Pt y 486 ppm Cr.

Una consideración especial merecen las anomalías en Au de la región, con valores de 92 ppb en rocas y de 874 ppb en sedimentos fluviales concentrados.

Se concluye que la mayoría de los contenidos superiores al percentil 90 para Pt y Pd en rocas se relacionan directamente con los afloramientos conocidos de gabros.

También los concentrados de sedimentos fluviales guardan una relación directa con la distribución de los contenidos Pt/Pd/Ni en los drenajes muestreados, lo que permitiría interpretar que dichos elementos también están asociados con los cuerpos gábricos.

Oro

Aluvión Longobagual

Se ubica en los alrededores de la estancia Longobagual, en el valle del río Frío. Su acceso es por un camino vecinal en pésimo estado de conservación, al que se ingresa desde el camino de Trevelin a Corcovado, a la altura de la estancia Los Ñires, que se dirige hacia Los Cipreses en el norte. Es indispensable usar vehículos de doble tracción.

Este sector fue reconocido por Viera (1994) durante tareas geoquímicas regionales para la confección de la carta geoquímica Trevelin.

Son sedimentos aluviales y en sectores rellenos de lagunas, que ocupan la llanura de inundación del río Frío. Corresponden a sedimentos clásticos, débilmente consolidados, conformados por rodados, gravas, arenas y limos de edad holocena.

El depósito se ha formado por concentraciones de minerales pesados, magnetita y oro generados por procesos de aluvionamiento.

Paso Motor

Se localiza en las nacientes del río Corintos. Se accede con vehículo de tracción simple desde Esquel por la ruta nacional 40 asfaltada hacia el sur y luego por la ruta 34 de ripio hacia el oeste se llega hasta la zona de interés.

El conocimiento geológico del sector fue realizado por Valvano (1949), Márquez (1979), Turco Greco y Haller (1981), Parisi (1984) y Haller (1995).

El sector corresponde a un depósito de sedimentos fluvio-glaciares inconsolidados de variada granulometría, que han sido sometidos a procesos cuaternarios de aluvionamiento en el valle del río Corintos.

La mineralización tiene pequeñas concentraciones de oro laminar, con bordes irregulares, oblatos, arborescentes y en muy pocas ocasiones como pepitas típicas. Su tamaño varía entre 30-40 micrones y 2,5 mm, son de color amarillo y en ocasiones rojizo muy brillante. Haller (1995) ejecutó 2 trincheras de exploración en diferentes terrazas y procedió al lavado en canaleta de riffles del material removido. En esta evaluación preliminar se obtuvo una recuperación de $0,499 \text{ g/m}^3 \text{ Au}$.

Arroyos Kaquel y Cucho

Se ubican en los arroyos Kaquel y Cucho. Se accede por la ruta nacional 40 asfaltada, que, des-

pués de ser transitada desde Esquel con dirección a Tecka por 80 km, cruza el puente sobre los arroyos mencionados, en plena zona de los depósitos aluvionales. La primera mención acerca de estos depósitos se debe a Valvano (1949).

Se observan en el sector depósitos aluviales clásticos inconsolidados, de variada granulometría, de edad holocena, que ocupan los valles de los arroyos Kaquel y Cucho.

Los placeres de referencia tienen de 2 a 3 m de potencia, un volumen de material medianamente importante y contenidos que, según Valvano (1949), son menores al medio gramo por metro cúbico de material aluvional.

Plomo

Río Plomo (plomo-cobre-hierro)

Se sitúa en las nacientes del río Plomo. El acceso es extremadamente difícil, solo es posible a caballo o a pie, desde cualquiera de los puestos cercanos, Roa o Austin, a los que se pueda acercar el vehículo de doble tracción desde Trevelin o Corcovado.

Las tareas geológicas en la región comienzan con los trabajos de Pezzuchi (1975) y Haller (1976, 1981, 1986).

Las rocas de caja de la mineralización son fenoandesitas con piroclastitas subordinadas de la Formación Lago La Plata intruidas por el Granitoide Río Hielo.

La mineralización está conformada por vetas de rumbo NE y NO, que se alojan en la periferia de una zona de alteración hidrotermal con piritización, silicificación, propilitización, argilización y diseminación de sulfuros. Los minerales presentes son pirita, galena, calcopirita, malaquita y limonitas. Las corridas y potencias de las vetas son de escaso desarrollo.

Mina Libertador General San Martín (plomo-cinc-cobre)

Se localiza en las inmediaciones del Vivero Forestal del INTA (Trevelin). El acceso es muy bueno, a través de la ruta 258 asfaltada, que une Trevelin con la presa Futaleufú. Los trabajos geológicos de esta zona fueron efectuados por Haller (1976) y Márquez (1980).

La mineralización está constituida por vetas de galena, blenda, calcopirita y minerales supergénicos de cobre (malaquita y azurita). La roca de caja corresponde a brechas y tobas andesíticas de la For-

mación Lago La Plata, que presentan sericitización y silicificación de poco desarrollo en las salbandas de las vetas.

En el sector se hallaron dos trincheras de rumbo casi N-S, que siguen las corridas de las vetas, realizadas posiblemente con fines exploratorios. En las escombreras se observan restos de los minerales presentes.

Arroyo Las Mentas (plomo-cobre-cinc-hierro)

Se ubica a 38 km de Trevelin por la ruta 17 de ripio, en campos de la estancia Río Frío, a 5 km más adelante de la estancia Los Ñires, donde el camino corta al arroyo Las Mentas. Desde este punto, se debe caminar 200 m hacia el E por la margen izquierda del arroyo. El acceso es muy bueno para vehículos de tracción simple.

Los aportes al conocimiento geológico de la zona se deben a Haller (1976), Castrillo (1976), Viera (1978) y Pezzuchi (1978).

La roca de caja de la mineralización corresponde a facies piroclásticas de la Formación Lago La Plata.

La mineralización se emplaza en una falla de azimut 113° e inclinación 80° al SO. En el lugar se observa un antiguo destape que expone una veta principal de 0,50 m de potencia y tres vetillas de entre 0,08 m y 0,09 metros. La textura es brechada y tiene una potencia total de 1,55 metros. La ganga es cuarzo y la corrida destapada es de unos 10 m y su hábito es lenticular. La mineralización consiste en galena, calcopirita y azurita.

UNRF (Fondo Rotatorio de las Naciones Unidas, 1982) realizó estudios y, a 2000 m aguas arriba, en el este del proyecto, detectó otras vetas en el rumbo general de la mineralización de abajo. Tienen la misma caja, una potencia de 0,50 m y unos 3 m de corrida visible, y están mineralizadas con calcopirita y en menor grado con galena de grano fino. La caja está inalterada. El rumbo de estas vetas es variable, debido a que posiblemente se hallan desplazadas por fallas de rumbo, levógiras.

La galena se presenta en megacrístales con frecuente desarrollo de *pits* propios de su clivaje. A los cristales de galena se asocia un conspicuo intercrecimiento de tetraedrita (o tetraedrita-tennantita) con calcopirita, ambas de grano fino. En este intercrecimiento se ha encontrado escasa esfalerita así como algunos cristales de pirita. Se aprecia, con dudas, una probable sulfosal en peque-

ños cristales de 10-20 micrones, asociada a galena. La ganga es de cuarzo euhedral, en cristales automorfos, de frecuentes secciones hexagonales.

El resultado de un muestreo en canaleta de la veta (UNRF, 1982) reveló: Cu 0,4 %, Pb 5,1 %, Zn 0,32 %, Ag 14 g/t. Debido posiblemente a la cobertura glaciaria, los resultados geoquímicos solo detectaron anomalías significativas en la parte alta de los afloramientos.

Se efectuó una prospección geofísica con los métodos electromagnéticos Turam y Slimgram, Polarización inducida y Resistividad, sin resultados satisfactorios.

ÁREAS DE ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

Arroyo Blanco Sur

Esta zona se localiza en la desembocadura del arroyo Blanco Sur, en el lago Amutui Quimei. El acceso por el faldeo sur del cordón de las Pirámides es extremadamente difícil y debe realizarse navegando por la margen norte del embalse, hasta la desembocadura del arroyo Blanco Sur, y luego desplazarse a pie.

Los antecedentes geológicos de la región fueron aportados por Haller (1981), Márquez y Butrón (1981) y Butrón (1982).

La mineralización está alojada en una zona de alteración y se emplaza en facies lávicas y piroclásticas, de composición intermedia, de la Formación Lago La Plata. Consiste en venillas de 1 a 2 cm de potencia, con calcopirita, galena, pirita, malaquita, limonitas indígenas y transportadas, en ganga de cuarzo.

En algunos sectores se observan también estructuras del tipo *stockwork*, con un entramado de vetillas de pirita de 1 a 2 milímetros. Se aprecia también disseminación de sulfuros en la roca de caja, la que se encuentra tectonizada y silicificada. La superficie del área es de 200 m por 300 metros.

Cerro Castillo

El sector se sitúa al SO del lago Amutui Quimei, en la base norte del cerro Castillo. El acceso se puede realizar únicamente mediante embarcación, por el embalse de la Presa Futaleufú. Las investigaciones geomíneras corresponden a Haller (1981, 1984, 1986).

La roca de caja de la mineralización es granítica, asimilable al Granitoide Río Hielo, integrante del Batolito Andino. Presenta alteración hidrotermal del tipo silicificación, asociada a la traza de una falla que sigue el curso del arroyo Huemul.

La mineralización, que es escasa, está conformada por sulfuros disseminados, principalmente pirita y calcopirita, en una superficie de 1 km².

Arroyo Huemul Oeste

La zona se ubica al sur del ex Lago N° 2 (Epú), ahora cubierto por el embalse Amutui Quimei, al oeste del tramo medio del arroyo Huemul y en área del Parque Nacional Los Alerces. El acceso se logra navegando por el embalse y luego a pie por el arroyo Huemul. Los antecedentes geológicos del sector son los trabajos de Haller (1981, 1984) y Márquez y Butrón (1981).

En el sector se observan rocas graníticas del Granitoide Río Hielo intrusivas en vulcanitas andesíticas de la Formación Lago La Plata. La mineralización consiste en pirita y calcopirita disseminadas en rocas propilitizadas y silicificadas.

La alteración y la mineralización existentes se emplazan también en cercanías de la falla del arroyo Huemul. La superficie estimada, es de 1000 m por 500 metros.

Río Chico

Río Chico se ubica sobre uno de los afluentes del río homónimo, que drena al río Futaleufú o Grande, al oeste del denominado cerro Tres Uñas, en las inmediaciones del límite internacional argentino-chileno. El arribo a la zona es muy difícil y se debe hacer a pie por picadas en el bosque, desde un camino vecinal al norte del río Futaleufú, al que se accede desde la ruta 259 de ripio, que une a Trevelin con la localidad de Futaleufú, en Chile. El conocimiento geológico del sector corresponde a Márquez (1980).

Las unidades aflorantes están conformadas por lavas y piroclastitas intermedias de la Formación Lago La Plata intruidas por apófisis de *stocks* graníticos cretácicos asignables al Granitoide Río Hielo.

La mineralización consiste en pirita disseminada en una zona de alteración hidrotermal cercana al contacto intrusivo granitoides-vulcanitas andesíticas. Las dimensiones estimadas del área son de 500 m por 300 metros.

Arroyo de los Jabalíes

Esta área se localiza en el arroyo homónimo, en el faldeo sur del cerro Tres Uñas. Se arriba desde Trevelin por la ruta 259 hasta el Retén de

Gendarmería Nacional; luego se toma por una huella vecinal, al norte del río Futaleufú, con vehículo de doble tracción hasta la altura del cerro Refugio, desde donde el acceso se torna muy difícil y debe realizarse a caballo o a pie, por 5 km con dirección norte.

La zona tiene una superficie aproximada de 1000 m por 200 metros. Las primeras tareas geológicas en el sector corresponden a Márquez (1981).

Las rocas de caja son facies lávicas riódacíticas y andesíticas, de grano fino, con brechas volcánicas subordinadas, que tienen alteración hidrotermal y presentan estructura de bloques-fallas, estos bloques están basculados diferencialmente. En una etapa posterior, las rocas descritas fueron cortadas discordantemente por diques de composición andesítica, considerándose todo el conjunto como parte de la Formación Lago La Plata.

La mineralización está conformada por sulfuros diseminados y en *stockwork*. Las venillas son de 1 a 30 mm de potencia y se hallan estrechamente espaciadas y entrelazadas. Consiste en abundante pirita y calcopirita subordinada, asociadas con covellina y minerales oxidados de cobre, en un contexto de rocas argilizadas y silicificadas. Los diques andesíticos poseen pirita singenética y calcopirita, con malaquita en las salbandas.

Arroyo Atravesado

Se localiza en ambos márgenes del arroyo homónimo, al sureste de las serranías del Derrumbe. Se accede por la ruta 17, desde Trevelin o Corcovado, y luego por un camino secundario de ripio; desde 5 km al sur de la estancia Los Ñires se cruza el valle del río Frío hasta el puesto Arroyo Huemul y de ahí hacia el oeste, a caballo o a pie por 7,5 kilómetros. Los antecedentes geológicos del área se deben a Haller (1981).

En el lugar predominan tobas y brechas andesíticas de color gris de la Formación Lago La Plata intruidas por el Granitoide Río Hielo. Las vulcanitas y los granitoides están silicificados y piritizados en el contacto.

La mineralización está compuesta por pirita diseminada con algunos contenidos de oro, en una zona carbonatizada, silicificada, sericitizada, cloritizada y piritizada.

Sur del río Plomo

Las condiciones de acceso a la zona son las mismas que para llegar al río Plomo, es decir, extrema-

damente difíciles. Los primeros antecedentes geológicos de la región pertenecen a Haller (1976, 1981, 1986).

Las rocas de caja son fenoandesitas, dacitas y tobas de la Formación Lago La Plata intruidas por filones capa de pórfiros andesíticos y dacíticos asignables al Granitoide Río Hielo.

La mineralización está conformada principalmente por pirita diseminada y escasa calcopirita, alojada en una zona propilitizada, argilizada, piritizada, silicificada y sericitizada.

Cerro Cono

Se ubica en el cordón de las Tobas y forma parte como hito natural del límite internacional Argentina-Chile, es una zona prácticamente inaccesible: La aproximación debe hacerse a caballo o a pie desde algún puesto cercano al Rincón del Aceite. Los primeros antecedentes geológicos son los trabajos realizados por Pesce (1979a y b).

Las rocas de caja están conformadas por pórfiros dioríticos de color gris verdoso, las soluciones hidrotermales han producido principalmente silicificación y propilitización. Estas rocas fueron asignadas por Pesce (1979a y b) a la Formación Morro Serrano.

La mineralización es escasa y consiste en pirita, calcopirita y galena diseminadas en la roca silicificada.

Cordón Situación

Se localiza en las cumbres del denominado cordón Situación, en área del Parque Nacional Los Alerces. El acceso se realiza desde Esquel o Trevelin, por la ruta 258, tras recorrer 45 km con vehículo de tracción simple hasta las estribaciones del cordón. Desde ahí se debe continuar a caballo o a pie, por 4 km, hacia el oeste, hasta el filo de las serranías.

Los antecedentes geomineros pertenecen a Viera (1976), Haller (1976), Márquez (1980, 1981) y Márquez *et al.* (1986).

El ambiente geológico del sector presenta una potente secuencia de vulcanitas jurásicas de la Formación Lago La Plata cubiertas por rocas lávicas y piroclásticas de las formaciones Divisadero y Formación Ventana. También se observan afloramientos de rocas sedimentarias, constituidas por conglomerados, areniscas y lutitas con restos de paleoflora (*Nothofagus* sp.) y carbón de la Formación Ñorquinco.

Hay cuerpos de rocas graníticas de posible edad cretácica que intruyen a las vulcanitas jurásicas, así como también cuerpos hipabisales de hábito diqueiforme y a veces de *stocks*, de pórfiros riolíticos y otros andesíticos, que intruyen a todas las rocas más antiguas presentes.

En el área del cerro La Portada la mineralización es de tipo vetiforme con potencias de 0,04 a 0,20 m y corridas aflorantes del orden de los 10 metros. Los minerales reconocidos son calcopirita, bornita y pirita, que se hallan en cristales de hasta 1 cm de diámetro, inmersos en ganga de cuarzo y calcita que en sectores tiene textura de crustificación. Se aprecian también malaquita, azurita y limonitas.

La alteración es arcillosa y silíceo con diseminación de pirita. En otros sectores adyacentes hay vetas de cuarzo con potencias de 0,80 m y con mineralización pobre de calcopirita, pirita y covellina, emplazadas cerca del borde propilitizado del halo de alteración. La superficie de la zona es de 7000 m por 1500 metros.

Estancia El Triunfo

Se ubica a 38 km al oeste de Trevelin, en el paraje denominado Los Cipreses, en la ruta 259 de ripio que une esta localidad con Futaleufú, Chile, con buen acceso para vehículos de tracción simple. Los trabajos geológicos en el sector son los de UNRF (1982), Viera (1977) y Haller (1981).

Las rocas de caja de la mineralización son las vulcanitas andesíticas de la Formación Lago La Plata que están intruidas por diques de pórfiros riolíticos y dacíticos.

La mineralización se emplaza en una zona de alteración de 200 m por 150 m al suroeste del valle, coincidente con la traza de una fractura regional de rumbo noroeste.

Se aprecia silicificación, epidotización y sericitización con abundante pirita y escasa calcopirita diseminadas, en el contacto con los hipabisales riolíticos y dacíticos.

UNRF (Fondo Rotatorio de las Naciones Unidas, 1982) llevó a cabo tareas de geología de semidetalle, geoquímica estratégica y geofísica, sin obtener resultados alentadores.

Cerro Falso Cono

Se localiza en las serranías de los Barrancos, al sur del arroyo Baggilt. Se accede desde los Cipreses, ruta 259, por un camino vecinal que se dirige

hacia el sur por 14 kilómetros. Se aconseja utilizar vehículo de doble tracción. Los antecedentes geomíneros se deben a Haller (1976) y Viera (1978).

Las rocas de caja de la mineralización son vulcanitas con alteración sericitica, propilitica y arcillosa, con reemplazos locales por carbonatos y minerales, opacos en venillas y dispersos en la masa rocosa. Corresponden a la Formación Lago La Plata.

La mineralización es principalmente de sulfuros diseminados, en particular pirita y en menor cantidad calcopirita, distribuidos en una roca dacítica con alteración hidrotermal arcilloso-sericitica.

En algunos sectores se observan *boxworks* con limonitas indígenas, posiblemente de pirita, como relictos de procesos de lixiviación.

Los estudios complementarios realizados incluyen petrografía, calcografía, geoquímica y dataciones (K/Ar). Una andesita del arroyo Baggilt dio una edad de 124 ± 5 Ma, lo que indicaría que en la región aflorarían también vulcanitas cretácicas correspondientes a la Formación Divisadero.

Nordeste del lago Greda

Este indicio se sitúa en el faldeo oriental de las serranías de los Barrancos, al nordeste del lago Greda y al norte del arroyo homónimo. Hasta el lago se accede por un camino vecinal que desde Los Cipreses se dirige hacia el sur a lo largo de 16 km, y luego hay que desplazarse por 2 km hacia el oeste, a pie o en cabalgaduras.

Esta zona fue detectada durante el desarrollo del relevamiento geoquímico de la Hoja Trevelin, escala 1:250.000.

Las rocas de caja de la mineralización consisten en lavas y tobas andesíticas, correspondientes a la Formación Lago La Plata del Jurásico. La mineralización está conformada por pirita y calcopirita, diseminadas y en *stockwork* en rocas afectadas por alteraciones del tipo propilitica y silíceo en una superficie de 300 m por 200 metros.

Cerro Greda Este

Se ubica al este de las serranías de los Barrancos y al norte del tramo medio de los arroyos Greda y Huemul. Se accede con vehículo de doble tracción desde la estancia Los Ñires, en la ruta 17 hacia el oeste, o desde Los Cipreses por la ruta 259, tomando hacia el sur hasta el pie oriental del cerro Greda y luego a caballo o a pie. Los antecedentes geológicos se deben a Haller (1976).

Las rocas de caja de la mineralización son fenoandesitas a dacitas de las formaciones Lago La Plata y Divisadero intruidas por filones capa básicos y ácidos de la Formación Morro Serrano. La misma consiste en sulfuros diseminados, principalmente piritita, en una zona de alteración, en vulcanitas intruidas por cuerpos hipabisales.

Río Hielo

Esta zona se localiza en la margen norte del río Hielo, 6 km aguas arriba de su confluencia con el río Frío. Se accede con vehículo doble tracción desde el camino de Trevelin a Corcovado, transitando 55 km por la ruta provincial 17, hasta un camino de ripio que se encuentra a 5 km al sur de la estancia Los Nires; se viaja por él 13 km hacia el oeste llegando al puesto Pritchard y, desde allí, 6 km a caballo o a pie, nuevamente hacia el oeste. El conocimiento geológico de esta yacencia se debe a Haller (1976, 1981, 1986).

Las rocas de caja son vulcanitas andesíticas de la Formación Lago La Plata afectadas por una falla de rumbo N60°E, que las pone en contacto con el Granitoide Río Hielo.

El área de alteración hidrotermal se sitúa en andesitas y presenta silicificación muy intensa, epidotización y abundante piritita diseminada con calcopirita subordinada.

Las rocas graníticas también han sido afectadas por la alteración cerca del contacto fallado, observándose silicificación y piritización. Toda la zona tiene una superficie de 2000 m por 2000 metros.

Laguna Larga

La zona se ubica a 6 km al norte de la población Cerro Centinela. El acceso es bueno desde Trevelin, Esquel, o Corcovado, transitando por la ruta 17, lo que puede hacerse con vehículo de tracción simple, hasta el pueblo mencionado. Desde allí, el arribo se torna difícil, debiéndose recorrer 6 km hacia el norte a caballo o a pie, para llegar a la laguna Larga. El primer estudio del sector es de Haller (1999).

Las rocas de caja de la mineralización son ignimbritas y piroclastitas de la Formación Lago La Plata, que presentan alteración arcillosa y silícea.

La mineralización se emplaza adyacente a la traza de una falla regional, de rumbo casi N-S, que limita la costa oeste de la laguna Larga. Consiste en abundante piritita, con porcentaje variable entre 15 % y 40 % según los datos observados. La misma se

presenta diseminada con grano medio a fino, asociada a minerales de titanio, también profusamente diseminados. La piritita en partes se dispone como masas o parches, rellenando espacios vacíos.

Arroyo Green

Este indicio se sitúa a 200 m al sur de la escuela de Cerro Centinela, en la margen derecha del arroyo Green, con acceso muy bueno para vehículo de tracción simple, desde Trevelin o Corcovado por ruta 17 hasta el pueblo de Cerro Centinela. El primer antecedente de la zona se debe a Castrillo (1976).

Las rocas de caja de la mineralización están conformadas por vulcanitas andesíticas silicificadas correspondientes a la Formación Lago La Plata. Se trata de una mineralización de sulfuros diseminados, piritita y calcopirita. La superficie aflorante del área es de 500 m por 100 metros.

Cerro Campamento

Este cerro está ubicado en el extremo nororiental del cordón de las Tobas, al que se accede desde Corcovado transitando 18 km por el camino a Carrenleufú, con vehículo de tracción simple y luego a pie o a caballo, hacia el norte, por 5 kilómetros. Los antecedentes geológicos provienen de los trabajos de Pesce (1979a y b).

La roca de caja está compuesta por un *stock* de pórfiro andesítico, de grano muy fino, perteneciente a la Formación Morro Serrano.

La mineralización consiste en de abundante piritita en la roca andesítica intensamente propilitizada. La superficie implicada es de 300 m por 200 metros.

Cerros Colorados

Esta zona se localiza a 11 km hacia el oeste de Corcovado, sobre ruta 17 (de ripio) que une a esa población con Carrenleufú en Chile. Se puede llegar hasta el pie mismo del cerro con vehículo de tracción simple (Fig. 10).

En la región realizaron estudios Pesce (1979a,b), UNRF (1982), JICA-MMAJ (1983) y numerosas empresas privadas.

Las rocas de caja son fenoandesitas y riolitas de la Formación Lago La Plata, de color gris oscuro en fractura fresca y pardo rojizo cuando hay alteración superficial.

Es posible vincular la mineralización con cuerpos intrusivos de composición monzodiorítica y



Figura 10. Vista de la zona de alteración Cerros Colorados.

granodiorítica, que se emplazan 2 km al NE de la zona de alteración y que pertenecen a la Formación Morro Serrano (Pesce, 1979a y b).

La mineralización está distribuida en una zona de alteración hidrotermal en riolitas, representada por las asociaciones cuarzo-sericítica, silíceo, arcillosa y piritica. Las rocas andesíticas están propilitizadas y los granitoides poseen escaso grado de alteración. En algunos sectores, al NO de Cerros Colorados, se aprecia alteración potásica en parches.

La mineralización consiste en abundante piritita diseminada (5 a 10 %), ilmenita y calcopiritita escasa.

La geoquímica realizada por JICA-MMAJ dio los siguientes resultados: 42 ppm Cu; 4 ppm Mo; 60 ppm Pb; 50 ppm Zn; 5,14 % S, 0,3 ppm Ag; < 0,1 ppm Au.

Cerro Bayo Moro

Se ubica a 7,5 km al suroeste de Corcovado, a una altitud de 1650 m sobre el nivel del mar. El acceso es bueno hasta el pie de las serranías, al que se llega transitando con vehículo de tracción simple por el camino que une Corcovado con el lago General Vintter. Luego todos los caminos hacia el oeste deben hacerse a pie o a caballo. El conocimiento del sector se debe a Pesca (1979a y b).

Las rocas de caja están compuestas por andesitas de la Formación Lago La Plata intruidas por un cuerpo de pórfiro monzodiorítico asignado a la Formación Morro Serrano.

La mineralización consiste en una diseminación homogénea de piritita y calcopiritita subordinada, con diámetro de granos de 0,5 mm a 1 mm, que se asocia a una zona de alteración representada por propilitización, epidotización, silicificación y sericitización y que abarca una superficie de 3000 m por 2000 metros.

Sureste del cerro Herrero

Se localiza a 10 km al suroeste de Corcovado y se accede desde el camino Corcovado - lago General Vintter con tracción simple y luego, hacia el oeste, a pie o a caballo. El conocimiento geológico de la zona proviene de Pesca (1979a y b).

Las rocas de caja son andesitas de la Formación Lago La Plata intruidas por pórfiros dioríticos de la Formación Morro Serrano.

La mineralización se distribuye en forma de diseminación en las rocas alteradas hidrotermalmente, habiéndose determinado silicificación, argilización y en algunos sectores del cuerpo, parches de altera-

ción potásica. Los minerales opacos diseminados son pirita y calcopirita, apreciándose *stockwork* en sectores. Las dimensiones del área son de 2 a 4 km de ancho por 13 km de largo.

Valle Hondo

Esta zona se ubica a 28 km en línea recta al suroeste de Corcovado. Su acceso es extremadamente difícil y debe hacerse con vehículo doble tracción o con caballos durante varios días. Los antecedentes geológicos del área le pertenecen a Pesce (1979a y b).

Las rocas de caja de la mineralización son traquiandesitas, andesitas y dacitas de la Formación Lago La Plata intruidas por cuerpos graníticos del Granitoide Río Hielo.

La mineralización consiste en pirita y escasa calcopirita diseminadas, con alteración hidrotermal muy intensa del tipo propilítica, silíceo y sericítico.

Cerro Riñón

Se ubica inmediatamente al sur del lago General Vintter y al este del límite internacional argentino-chileno. Se accede mejor por un camino que va desde Río Pico hacia el lago General Vintter, debiéndose usar vehículo de doble tracción.

Los primeros antecedentes geológico mineros de la región se deben a Viera (1976), Pesce (1979a y

b), Parisi (1981), JICA-MMAJ (1983) y Haller (1999).

Las rocas de caja son vulcanitas de la Formación Lago La Plata intruidas por una apófisis granodiorítica de la Formación Morro Serrano; las relaciones de contacto son muy bien observables en las cercanías de la ladera norte del cerro Riñón.

Las vulcanitas jurásicas se encuentran propilitizadas, silicificadas, sericitizadas, y mineralizadas con pirita y calcopirita, las que están diseminadas homogéneamente en la masa rocosa (Figura 11). Las granodioritas también son portadoras de abundante pirita, calcopirita y galena. Además, se han localizado numerosas vetas de cuarzo y pirita.

Cerro Colorado

El cerro Colorado es la continuidad SO de la zona del cerro Riñón. Se sitúa al sur del lago General Vintter, a 8 km del límite internacional Argentina - Chile. Se accede con vehículo de doble tracción en forma similar a la que se llega al cerro Riñón, con la salvedad de que al arribar al lago General Vintter se debe tomar una huella maderera que se dirige al puesto Casarossa, en el río Pampa. En este punto comienza la huella minera, que a la fecha encuentra intransitable.

La zona fue localizada por el Plan Patagonia Comahue Geológico Minero, en un vuelo sobre la cordillera de los Andes (Viera, 1976). Este autor reali-



Figura 11. Vista general del área de alteración en el cerro Riñón.

zó el reconocimiento por tierra de la anomalía de color detectada en el cerro Riñón y comprobó la presencia de una zona de alteración con sulfuros diseminados. Las investigaciones continuaron con los trabajos de Pesce (1979a y b), Haller (1999) y Pérez y Sureda (1999). En 1998, las empresas Biliton y Newcrest firmaron un convenio para desarrollar un Proyecto en el sector, el que fue abandonado luego de ejecutar un sondeo completo y otro parcial.

La mineralización tiene como rocas de caja a piroclastitas e ignimbritas, andesíticas, dacíticas y riolíticas de la Formación Lago La Plata intruidas por los Granitoides Río Hielo y por la Formación Morro Serrano.

La alteración hidrotermal es silícea, arcillosa avanzada y propilítica, observándose, además, con algunos parches limonitizados correspondientes a un sombrero de hierro.

La mineralización más importante es aurífera con una media aritmética de 7,95 g/t Au, acompañada por plata, arsénico, antimonio, cobre, plomo y cinc. Sobre la base de los datos de exploración fueron estimadas 300.000 onzas troy de oro Hasta 200 m de profundidad.

Cerro Nahuel Pan

La zona se ubica a 8 km en línea recta hacia el sureste de Esquel. Su acceso es muy bueno, por la ruta 259 asfaltada hasta la estancia de Criado y luego a pie o a caballo hasta la cumbre del cerro.

Las investigaciones mineras anteriores fueron realizadas por Aspilcueta (1962), JICA-MMAJ (1983), UNRF (1982), Viera (1986a) y Cerro Castillo (1997, 1998).

Las rocas de caja están constituidas por areniscas, lutitas y conglomerados intraformacionales, afectadas por bajo grado metamórfico, y asignadas al Grupo Tepuel. Todas ellas se encuentran intruidas por cuerpos hipabisales riolíticos y andesíticos de la Formación Nahuel Pan.

La mineralización vetiforme está conformada por venillas y vetillas de galena y calcopirita muy subordinada, distribuidas en dos sectores.

Uno de los sectores se localiza al este de la grilla de referencia de geofísica del UNRF (Viera, 1980, en UNRF, 1982), donde se hallan ocho pequeñas estructuras, de azimut predominante 90°, 100° y 140° que se intersectan. El mineral más abundante es galena, con calcopirita y pirita escasas, y agregados de malaquita. La ganga es cuarzo y muy raramente calcita. Las potencias de las mineralizaciones varían entre 0,20 m

y 0,40 m y las corridas entre 10 m y 60 metros; presentan hábito lenticular. La ganga de cuarzo es más abundante que la mineralización; esta última se distribuye en las venillas como mineral diseminado, en granos aislados, en parches. Una segunda generación de cuarzo corta a los diques y a las vetas de cuarzo mineralizadas. Fallas post minerales cortan y desplazan a todas las estructuras presentes.

El segundo sector se ubica en el oeste de la grilla de referencia, con 17 vetas y vetillas, que presentan las mismas características estructurales y mineralógicas que las anteriores. Los azimut predominantes son 120°, 160° y 140° y las inclinaciones entre 60° y 80° al SO; las potencias varían entre 0,15 m y 1,00 m y las corridas entre 10 m y 100 metros.

Los procesos de alteración hidrotermal, que son de baja temperatura y de pH ácido, han producido caolinización, silicificación y piritización, favorecidas por la intensa fracturación que afecta esta unidad.

Los conspicuos colores anómalos de la zona se deben a la meteorización de los afloramientos alterados y a la consecuente oxidación de la pirita.

Las mineralizaciones conforman una zona de alteración hidrotermal con sulfuros diseminados y estructuras vetiformes en su periferia.

Hacia el sur del cerro existen otras zonas de alteración que deberían investigarse a los fines de evaluar la real perspectiva de la zona, considerando que las estructuras mineralizadas son de escasa potencia y de mineralización pobre, no masiva y sin metales nobles, la alteración no es muy penetrante y la diseminación es solo de pirita. No se han realizado análisis por metales preciosos y los trabajos de geofísica y geoquímica no mostraron anomalías notables.

Los estudios complementarios fueron ejecutados por el Fondo Rotatorio de Naciones Unidas e incluyen mapeo geológico detallado, geoquímica táctica de rocas y suelos y geofísica.

Arroyo El Chenque

Se ubica al oeste de la estancia Río Frío y al suroeste del lago Rosario, a 36 km de Trevelin con dirección a Corcovado por la ruta provincial 17 de ripio. El acceso es muy bueno para vehículos de tracción simple. El único antecedente de la zona corresponde a Viera (este trabajo).

Las rocas de caja son vulcanitas y tobas andesíticas correspondientes a la Formación Lago La Plata.

La mineralización es de sulfuros diseminados (en venillas y en *stockworks*) particularmente de pirita en ganga de cuarzo, alojados en rocas piroclásticas andesíticas con alteración propilitica, arcillosa y silícea. La superficie es de 300 m por 200 metros.

Cerro Pedregoso

Se localiza a 15 km al suroeste de Corcovado y se accede con vehículo de tracción simple desde el camino de Corcovado al lago General Vintter y luego a la altura del arroyo Pedregoso a caballo o a pie hacia el oeste durante unos 4 o 5 kilómetros. Los antecedentes geológicos fueron aportados por Pesce (1979a y b).

La roca de caja de la mineralización son las fenoandesitas de la Formación Lago La Plata intruidas por el *stock* granodiorítico del cerro Poncho Moro que pertenece a la Formación Morro Serrano.

La mineralización consiste en diseminación de pirita, calcopirita y galena en un entorno de rocas con alteración arcillosa, epidótica, silícea, cuarzo-sericítica y potásica, que presentan en su parte superior un conspicuo sombrero de hierro, con *boxworks* y limonitas indígenas, producto de la lixiviación de los sulfuros metálicos.

El Palenque Sur

Esta zona se ubica al sur de la estancia El Palenque, a 5 km al norte de la confluencia del arroyo Fango con el río Carrenleufú, en la margen izquierda. Se accede por el camino Corcovado - lago General Vintter, luego de recorrer 22,5 km con dirección sur. Se aconseja el uso de vehículo de doble tracción.

El aporte al conocimiento geológico regional fue realizado por Fernández de Covaro (2000a).

La caja de la mineralización está conformada por vulcanitas ácidas a intermedias de la Formación Lago La Plata, de colores grises muy oscuros, con textura porfírica inferida por los relictos de secciones de posibles fenocristales, que muestran pátinas de limonitas castaño oscuras, de aspecto terroso. Está atravesada por venillas y lentes de cuarzo, con hábito de *stockwork* y aspecto brechoso. En el sector afloran rocas básicas de la Formación Morro Serrano que intruyen a las vulcanitas jurásicas

La mineralización más importante está constituida por pirita y calcopirita diseminada, de grano

fino. Estos minerales cubren superficies de planos de diaclasas, los que exhiben una fuerte tinción limonítica de colores rojos intensos. La pirita se halla también en venillas, en algunas de las cuales se asocia con cuarzo. Además, se ha observado a los minerales en cristales individuales y en agregados cristalinos.

Al microscopio se advierte que la textura está fuertemente obliterada por abundante biotita secundaria, asociada a otros minerales de alteración hidrotermal (Covaro, 2000a). La biotita secundaria es de color castaño oscuro y constituye escamillas que se asocian en grandes parches y también se disemina por toda la roca. Hay cuarzo secundario en venillas y parches con individuos bien desarrollados y también diseminados en cristales más pequeños, coexistiendo con la biotita secundaria. Un mineral opaco en grandes cristales euhedrales también aparece diseminado en la masa rocosa. Se asocian a los minerales descriptos abundante clorita, titanita y escaso epidoto. La limonización se presenta como relleno de finas venillas que se entrelazan.

En general, la alteración que acompaña a esta mineralización consiste en biotita secundaria, muy fuerte; silicificación intensa; propilitización (clorita + epidoto), moderada.

Cerro Poncho Moro

Se localiza a 20 km hacia el sur por el camino desde Corcovado al lago General Vintter. El acceso debe hacerse con vehículo de doble tracción, y luego se debe ascender 3 km hacia el oeste, a caballo o a pie. Los únicos informes geológicos del sector se deben a Pesce (1979a y b).

Las rocas de caja de la mineralización son andesitas (fenoandesitas) de la facies lávica de la Formación Lago La Plata, intruidas por granodioritas pertenecientes a la Formación Morro Serrano.

La granodiorita también ha sufrido una intensa alteración en cercanías del contacto intrusivo con la Formación Lago La Plata. Hay abundante pirita, calcopirita y galena de grano fino, diseminada en la masa rocosa.

Sureste del cerro Nahuel Pan

Esta zona está situada en el faldeo sureste del cerro Nahuel Pan, denominado Boquete Nahuel Pan. El acceso es muy bueno y se logra con vehículo de tracción simple. Después de transitar 16 km por la ruta nacional 40, se toma un desvío de ripio hacia el

sur, el que tras recorrer 8 km permite el acceso hasta el pie mismo del sector. Los antecedentes geomineros pertenecen a Haller (1976, 1979, 1981, 1984, 1986, 1999) y Viera (1978).

Las rocas de caja de la mineralización son vulcanitas lávicas y piroclastitas mesosilícica de la Formación Nahuel Pan, aflorantes en un potente paquete con suave inclinación al sur.

La mineralización corresponde a diseminación de pirita, calcopirita, oro y plata, acompañada de alteración hidrotermal del tipo propilitica, pirítica y cuarzo-sericítica.

Estancia Kaquel

Se ubica a 28 km al NNO de la localidad de Tecka. Se accede por ruta nacional 40 hasta la estación de servicio de La Mimosa y de ahí hacia el oeste 10 km por un camino vecinal de ripio, con vehículo de tracción simple.

El conocimiento geominero preliminar pertenece a trabajos de Márquez *et al.* (1981), Márquez y Parisi (1982) y Márquez (1982, 1983, 1985a y b, 1986a, b y c).

La roca de caja de la mineralización está conformada por lavas andesíticas de la Formación Lago La Plata intruidas por granodioritas, pórfiros dacíticos y diques de cuarzo correspondientes, tentativamente, al Granitoide Río Hielo.

Las mineralizaciones se distribuyen en 6 sectores, en una superficie de 2 km por 2 km y consisten en diseminación de pirita, calcopirita, molibdenita, calcosina, covellina, malaquita y limonitas, en las granodioritas y pórfiros dacíticos.

Las alteraciones hidrotermales son propilitización, piritización, epidotización, argilización, silicificación y turmalinización.

Los mejores resultados obtenidos de la prospección regional (Márquez, 1980, 1981) son: Cu (3550 ppm), Mo (150 ppm), Pb (38 ppm), Zn (130 ppm), Ag (8,9 ppm) y Au (0,2 ppm).

Cerro Cucho

Este sector está localizado en el extremo sur del cordón Kaquel, a 6 km al NE del puesto Barrancas de la estancia Tecka. Se accede desde Tecka por ruta 17, recorriendo 30 km con dirección a Corcovado y luego hacia el norte 5 km a pie o a caballo.

El conocimiento geológico del sector se debe a Valvano (1949), Haller (1976), Pezzuchi y Takigawa (1983), Márquez (1986a) y Genini (1986).

La roca de caja de la mineralización corresponde a la Formación Lago La Plata la que se integra con lavas y piroclastitas andesíticas, que tienen sedimentitas intercaladas en la secuencia homoclinal. El rumbo general es N80°E con una inclinación de 30° al sur. Están intruidas por granitos biotíticos y por un complejo de cuerpos hipabisales cuya secuencia tentativa de intrusión es la siguiente: primero pórfiros dioríticos, luego riolíticos y por último andesíticos, todos asignables al Granitoide Río Hielo. La fracturación es poco intensa.

La mineralización es de dos tipos, vetiforme y diseminada. La primera es la más importante, y presenta diversas asociaciones minerales: molibdenita-cuarzo, galena-cuarzo y arsenopirita-cuarzo. Las potencias son centimétricas y las corridas de pocos metros de longitud; la densidad de ocurrencia es baja y el contenido metálico escaso. El contenido metálico dominante es el de tipo arsenopirita-cuarzo que en sectores se asocia con galena, blenda, covellina, pirita y minerales de plata.

El tipo diseminado, considerado de menor importancia, tiene distribución irregular y en él se encuentran calcopirita, molibdenita, galena y mineral de plata, con contenidos bajos y ocupando un volumen escaso de la roca, en una estrecha franja.

La alteración hidrotermal está representada por silicificación, propilitización, turmalinización y alteración potásica.

La silicificación es de gran distribución areal, generalmente se localiza en los alrededores de los cuerpos hipabisales riolíticos, está superpuesta a la turmalinización y acompañada de piritización, la que regionalmente se superpone a la turmalinización, a la silicificación y a la propilitización. Esta última afecta a las rocas subvolcánicas en el área central.

La turmalinización, con turmalina en cristales aciculares de hábito radial, afecta a los pórfiros riolíticos; también se advierten venillas con una asociación turmalina - cuarzo. Se ha apreciado también alteración potásica, muy localizada, con cristales de biotita secundaria muy fina y en venillas de 1 mm integradas con feldespato potásico, biotita y cuarzo.

El área de interés tiene una superficie estimada de 20 km². JICA (1983) obtuvo los siguientes contenidos metálicos promedio: Cu, 0,26 %, Pb, 0,1 %, Zn, 0,01 %, Au, 1,4 g/t., Ag, 33,0 g/t.

Cordón de Putrachoique

La región se encuentra en proceso de investigación y estudios por parte de una empresa privada e incluye las áreas del cordón de Putrachoique y del puesto Los Jabalés).

La zona se ubica en la región centro-norte del cordón de Putrachoique. El acceso se logra desde Gobernador Costa, transitando 15 km por la ruta nacional 40, asfaltada, con dirección NO. En ese lugar se toma hacia el O por la ruta provincial 19 de ripio, que se dirige a Río Pico. Luego de recorrer 4 km, se toma un desvío, también de ripio hacia el norte, por aproximadamente 25 km, que permite llegar al puesto Los Jabalíes, desde donde es necesario desplazarse a caballo, a pie o en cuatriciclo, a campo traviesa 5 km hacia el este, hasta la zona de trabajo. Es aconsejable el uso de vehículos de doble tracción y el apoyo de un buen baqueano.

El conocimiento geológico-minero preliminar de la región se debe a Gramage (1999), de cuyo trabajo gentilmente cedido se ha extractado la información que sigue.

En el norte del cordón de Putrachoique se localizan afloramientos de rocas graníticas asignables al Granitoide Río Hielo, con moderado grado de alteración. Se observan también diques de pórfiro granítico con alteración hidrotermal cuarzo-sericítica y diferenciados de composición mesosilícica que intruyen discordantemente a sedimentitas de la Formación Cerro Campamento o de la Formación Divisadero. Estas áreas coinciden con las zonas de mayor grado de alteración arcillosa y silíceas, a la que se asocian *stockworks* de cuarzo, a manera de un conspicuo venilleo entrelazado.

Se advierten vetas de cuarzo epitermal, con corridas y potencias considerables particularmente en el entorno del puesto Los Jabalíes. En algunos sectores muy localizados, cercanos a las vetas de cuarzo y a expensas de un aumento en la intensidad de fracturación, se observan también *stockworks* de sílice.

En otro sector, un cuerpo de pórfiro monzodiorítico, posiblemente perteneciente a la Formación Morro Serrano, ha producido metamorfismo de contacto en areniscas con escasas intercalaciones de pelitas.

Analizando las características de la mineralización, existen en la región norte del cordón varias estructuras circulares, en algunos casos como sistemas sobreimpuestos, donde se ha comprobado una marcada correspondencia con valores geoquímicos anómalos. En el mismo sector, se hallan cuerpos hipabisales de composición monzodiorítica o diorítica, afectados por silicificación pervasiva, portadores de mineralización de pirita con calcopirita subordinada, diseminadas en la masa rocosa.

La alteración silícea predomina en el norte del cordón y la arcillosa avanzada en el oeste del mismo, donde se asocia a cuerpos de brechas hidrotermales que registran varios pulsos de silicificación. Se advierten texturas epitermales *vuggy silica* y la existencia de caolinita, hematita y escasa jarosita.

Se ha observado también sericitización fuerte en las rocas de caja y débil a moderada presencia de magnetita. La superficie de la zona con la alteración hidrotermal más intensa es de 3 km².

Los trabajos de búsqueda regional revelan en el sector norte la aparición de anomalías geoquímicas en cobre y en cinc, en relación con las sedimentitas metasomatizadas, silicificadas y argilizadas de las rocas de caja, que posiblemente correspondan a la Formación Cerro Campamento. También se ha interpretado que los valores anómalos de cinc están más relacionados con los cuerpos intrusivos y sus diques asociados.

El muestreo de rocas y el de los taludes de los canchales muestra valores altos en los *pathfinders*, arsénico, hierro y manganeso, como posibles indicadores de potenciales mineralizaciones asociadas. Los valores anómalos de molibdeno, antimonio y plata son moderados.

6.2. DEPÓSITOS DE MINERALES INDUSTRIALES

Arcillas para cerámica

Son numerosas las manifestaciones de arcillas que se han localizado en la región, después que las mismas fueron detectadas y utilizadas para impermeabilizar la presa de tierra del Futaleufú. Investigaciones posteriores permitieron reconocer sus propiedades industriales como materiales cerámicos. El conocimiento geológico del sector se debe a Rossi (1974).

Estas manifestaciones constituyen un distrito que abarca el oeste de Trevelin, el valle medio del río Corintos y particularmente los cordones de morenas laterales, a los costados de la ruta 259 asfaltada que une Esquel con Trevelin. El acceso es muy bueno para vehículos de tracción simple.

Las arcillas se acumulan en los interfluvios de depósitos morénicos del Pleistoceno y forman depósitos sedimentarios de edad holocena, de varios metros de potencia. Están constituidas esencialmente por arcillas illíticas, con participación en menor proporción de arcillas montmorilloníticas y caoliníticas.

El volumen y la calidad de las arcillas ameritan su evaluación y eventual explotación y su utilización industrial en cerámica estructural, como ladrillos huecos, tejas y piezas de revestimiento.

Basalto

Cerro Columnas (sierras de Tecka)

Esta zona se ubica en campos de la estancia El Estribo. Se localiza en el flanco oriental del centro-sur de las sierras de Tecka. Su acceso se logra desde Esquel por la ruta nacional 40 asfaltada, hasta 1 km antes de Tecka. Desde ahí se toma un desvío de ripio, hacia el norte, el que se transita por aproximadamente 24 km, arribando a un puesto de la estancia El Estribo. Desde este lugar hasta el cerro Columnas se deben transitar 3,5 km con dirección oeste, con vehículo de doble tracción, totalizando un recorrido aproximado de 118 kilómetros.

Las actividades geológico-mineras en el sector fueron realizadas por Turner (1982), Villalba (1984), Mateos y Ubaldón (1989), González (1989) y Laiz (1989).

Las rocas que constituyen esta manifestación son vulcanitas del Complejo La Cautiva que sobreyacen a plutonitas básicas de la Formación Tecka y ácidas del Granito Aleusco. En algunos sectores las vulcanitas del cerro Columnas están cubiertas por los calcáreos de la Formación Carinao. Se trata de lavas basandesíticas o basanitas con una perfecta disyunción columnar, con sus planos lisos y continuos de hasta 5 m ó más de longitud, que presentan una sección hexagonal predominante y otras pentagonales o cuadradas subordinadas. Las columnas yacen con su eje mayor en dirección norte-sur y tienen una inclinación de 30° hacia el este. El hábito predominante de las columnas se manifiesta en el corte transversal que tiene forma de hexágono alargado en el sentido del diámetro mayor y achatado en el del diámetro menor.

Son susceptibles de aprovechamiento como rocas de aplicación en el empedrado de calles, senderos, veredas, plazas y patios, a valores económicos inferiores a la eventual utilización de cemento portland, e inclusive del moderno intertrabado.

Las investigaciones realizadas incluyen una primera aproximación económica cifrada de las rocas de aplicación mencionadas.

Según Mateos y Ubaldón (1989) en estado de proyecto existían en esa época, dos posibles frentes de cantera, uno al NO y otro al SE del cerro Columnas y a una altitud de 1150 m sobre el nivel del mar.

En el frente noroeste, las reservas positivas son de 900 m³ y las probables 2000 m³. En el frente sureste se definieron reservas positivas de 200 m³ y las probables de 630 m³.

El destape de la zona intermedia entre los dos frentes mencionados, donde existen reservas geológicas considerables, posibilitará incrementar sustancialmente las reservas del prospecto, volúmenes que darían lugar posiblemente a una eventual explotación a escala industrial.

Dado que el Proyecto contempla una eventual explotación, a cielo abierto y en forma manual o artesanal, no habría en principio problemas de infraestructura minera insuperables.

Travertinos y calizas

Son yacimientos conocidos en la comarca de Tecka desde mediados del siglo XX. Fueron industrializados en forma precaria en el lugar y todavía es posible observar restos de antiguos hornos para quemar calizas (puesto La Calera).

Las calizas se localizan en el puesto La Calera en el flanco oriental austral de las sierras de Tecka. Los travertinos se ubican a 10 km en línea recta hacia el NE de las sierras, en campos de la Viuda Espósito.

El acceso se logra desde Tecka por la ruta nacional 40 con dirección a Esquel. A 1 km se toma un camino vecinal hacia el norte que pasa por el puesto La Calera, distante a 7 km de la ruta nacional 40. Se continúa por el mismo camino durante 15 km, arribando al afloramiento de travertinos, en el puesto de la Viuda Espósito.

Se han realizado varias investigaciones en la región, entre las se puede mencionar a: Suero (1947), Turner (1982), Villalba (1983), Laiz (1989) y González (1989).

Las rocas calcáreas son sedimentitas de la Formación Carinao, compuestas por calizas oolíticas, calcarenitas, travertinos y limolitas. Las calizas afloran en bancos de color blanco a castaño claro, levemente inclinados hasta subverticales, con una potencia cercana a los 50 metros. Presentan tres facies depositacionales:

Facies I. Bioconstruida, son calizas bioconstruidas, que tienen una potencia de 1,5 m a 2 metros.

Facies II. Esqueletal, está formada por calizas clásticas que conforman bancos de 0,20 m a 0,40 m groseramente laminados y que componen depósitos de canal.

CUADRO - INDICIOS Y OCURRENCIAS MINERALES DE LA HOJA 4373-III/IV, TREVELIN.

N° Indicio	NOMBRE	LOCALIDAD	COORDENADAS		HOJA	LITOLOGIA	UNIDAD CARTOGRAFICA	EDAD	MINERALOGIA	LABORES
			LAT.	LONG.						
1	Río Plomo	Corcovado	43°25'55"	71°50'28"	4372-28	Andesitas, dacitas y tobas	Formación Lago La Plata	Jurásico	Ga, Cp, Mi, Py, Oxle	
2	Arroyo Situación	Trevelin	43°03'00"	71°32'00"	4372-22	Sedimentos limnicos	Formación Norquino	Eoceno - Oligoceno	C	
3	Vertedero	Presa Futaleufú	43°06'25"	71°39'00"	4372-22	Piroclásticas andesíticas	Formación Lago La Plata	Jurásico	Cp, Py, Q	
4	Libertador Gral. San Martín	Vivero INTA	43°07'00"	71°34'00"	4372-22	Piroclásticas andesíticas	Formación Lago La Plata	Jurásico	Ga, Sph, Cp, Mi, Q	2 trincheras
5	Pozones de Navarro	Los Cipreses	43°10'40"	71°41'35"	4372-22	Piroclásticas y lavas andesíticas y dacíticas	Formación Lago La Plata	Jurásico	Cp, Py, Cv, Mi, Oxle	
6	El Rosedal	Los Cipreses	43°11'40"	71°37'05"	4372-22	Piroclásticas andesíticas	Formación Lago La Plata	Jurásico	Cp, Au Nativo, Ga, Chts, Py	
7	Cerro Ver	Cordón de los Galeles	43°12'05"	71°43'45"	4372-22	Lavas y piroclásticas asociadas, calcilitas	Formación Lago La Plata- Formación Cerro Campamento	Jurásico- Creolítico	Cp, Ga, Bo, Cc, Py, Mi, Cv, Ba, Ca	
8	Longobagual	Valle del Río Frio	43°18'37"	71°34'50"	4372-22	Sedimentos inconsolidados	Depósitos aluviales	Cuaternario	Ei, Au	
9	Arroyo Las Mentas	Estancia Río Frio	43°22'58"	71°30'50"	4372-28	Andesitas y piroclásticas asociadas	Formación Lago La Plata	Jurásico	Ga, Cp, Cc, Mi	
10	Cerro Nahuel Pan	Esquel	43°00'00"	71°16'00"	4372-23	Metasedimentos y volcanitas	Grupo Tepuel-Formación Nahuel Pan	Carbonífero-Pérmico	Ga, Cp, Sph, Py	
11	Esperanza	Trevelin	43°02'53"	71°27'22"	4372-23	Sedimentos pelíticos	Drift Mallín Grande	Pleistoceno	Ill, Mont, Ch	
12	La Colonia	Trevelin	43°03'14"	71°27'18"	4372-23	Sedimentos pelíticos	Drift Mallín Grande	Pleistoceno	Ill, Mont, Ch	
13	Trevelin	Trevelin	43°05'18"	71°27'21"	4372-23	Sedimentos pelíticos	Drift Mallín Grande	Pleistoceno	Ill, Mont, Ch	
14	El Chacay	Trevelin	43°05'28"	71°27'03"	4372-23	Sedimentos pelíticos	Drift Mallín Grande	Pleistoceno	Ill, Mont, Ch	
15	Valle Río Frio	Río Frio	43°18'00"	71°26'00"	4372-23	Sedimentos limnicos	Formación Norquino	Eoceno - Oligoceno	C	
16	Arroyo Carbón	Corcovado	43°29'05"	71°27'30"	4372-23	Sedimentos limnicos	Formación Norquino	Eoceno Oligoceno	C	
17	Paso Motor	Río Corintos	43°13'00"	71°07'18"	4372-23	Depósitos de outwash	Drift Mallín Grande	Pleistoceno	Ei, Au	0,45 g/m3.
18	Río Corintos	Río Corintos	43°18'18"	71°11'44"	4372-23	Sedimentos limnicos	Formación Norquino	Eoceno - Oligoceno	C	
19	Cerro Gonzalo	Cordón Caquel	43°18'46"	71°02'31"	4372-23	Granodioritas y pórfiros asociados, andesitas y dacitas	Formación Lago La Plata Granitoide Río Hielo	Jurásico- Creolítico	Py, Cp, Mi, Bo, Mo, Cv, Dela, Tq, Chts, Tur, Cup, Cu, Hem, Espe, Ag, Au, Py	Dos sondeos a diamantina
20	Arroyo Cascada	Cerro Cuche	43°31'08"	71°04'50"	4372-29	Andesitas y tobas asociadas	Formación Lago La Plata	Jurásico	Ars, Py, Cp, Au, Ag, Q	Labores antiguas, sondeos
21	Arroyos Kaquel y Cuche	Cordón Caquel	43°23'07"	70°52'40"	4372-30	Sedimentos inconsolidados	Depósitos aluviales	Cuaternario	Ei, Au	
22	Cerro Columnas	Sierras de Tecka	43°19'35"	70°41'15"	4372-24	Basaltos y/o basandesitas	Complejo La Cautiva	Paleoceno-Eoceno	Ba	
23	Viuda Esposito	Sierras de Tecka	43°21'15"	70°39'25"	4372-30	Travertinos	Formación Carinao	Oligoceno-Mioceno		
24	La Galera	Sierras de Tecka	43°25'10"	70°44'50"	4372-30	Calizas	Formación Carinao	Oligoceno-Mioceno		
25	Tecka	Tecka	43°25'45"	70°40'35"	4372-30	Gabros	Formación Tecka	Jurásico	Ni, Cp, Pt, Pd, Au	
26	Quichaura	Quichaura	43°31'55"	70°40'50"	4372-30	Gabros	Formación Tecka	Jurásico	Ni, Cp, Pt, Pd, Au	
27	Tepuel	Tepuel	43°40'50"	70°58'40"	4372-36	Gabros	Formación Tecka	Jurásico	Ni, Cp, Pt, Pd, Au	

Referencias. Ag: Plata; Ars: Arsenopirrita; Au: Oro; Ba: Baritina; Bo: Bornita; C: Carbón; Ca: Calcita; Cc: Calcosina; Cln: Caolinita; Cp: Calcopirrita; Cris: Crisocola; Cu: Cobre; Cup: Cuprita; Cv: Covellina; Dela: Delafosita; Ei: Electrum; Espe: Especularita; Ga: Galena; Hem: Hematita; Ill: Illita; Mi: Malaquita; Mo: Molibdenita; Mont: Montmorillonita; Ni: Niquel; Oli: Oligisto; Oxcu: Óxidos de Cobre; Oxle: Óxidos de Hierro; Pd: Paladio; Py: Pirita; Pt: Platino; Q: cuarzo; Sph: Esfalerita; Spn: Titanita; Tur: Turmalina; Tq: Turquesa

Facies III. Criptoalgal, está constituida por rocas con apariencia travertínica. Los afloramientos sur y central tienen rumbo N-S y 10° de inclinación al este. El afloramiento norte denominado Viuda Espósito tiene rumbo predominante NO-SE con una inclinación de unos 20° a 25° al nordeste.

Las tres facies de la secuencia calcárea se habrían depositado en un paleoambiente de planicie de mareas (*tidal flat*), total o parcialmente inundados, con períodos de exposición prolongados en un área pantanosa, donde la depositación ocurrió en un ambiente restringido y con niveles de salinidad altos. Otros autores le otorgaron a los depósitos un origen lacustre o en pequeñas bahías relativamente someras.

Planta de elaboración primaria de rocas calcáreas El Calafate SCC

Se localiza al costado de la ruta 258, a 15 km desde Esquel y a 7 km de Trevelin por la misma ruta. La moderna planta de industrialización de rocas calcáreas pertenece a la empresa El Calafate SCC. La materia prima es extraída de la calera de la estancia El Principio en las cercanías de Esquel y sus productos (cales y enmiendas calcáreas) se comercializan en toda la región patagónica y en Chile.

6.3. COMBUSTIBLES SÓLIDOS

Desde hace varios años se conoce la presencia de mantos de carbones terciarios en varios sectores adyacentes a Esquel, Trevelin y Corcovado, como resultado de la actividad de prospección de combustibles sólidos realizada en la región por la ex Yacimientos Carboníferos Fiscales.

Arroyo Situación

Esta zona se ubica a 37 km al sur de Esquel, en la ladera suroriental del cordón Situación, en ambos márgenes del denominado arroyo Situación, sector al que se accede por la ruta 259 asfaltada.

El conocimiento geológico de estas yacencias se debe en primera instancia a Cabeza Quiroga (1944a y b) y Piatnitzky (1944, en Borrello, 1956).

Los mantos carbonosos se intercalan en una secuencia sedimentaria continental correspondiente a la Formación Ñorquinco.

En un perfil de 1,42 m del complejo carbonoso se observan 0,54 m de carbón brillante (vitrita) y 0,27 m de carbón esquistoso, repartidos en mantos

de 0,05 a 0,12 m de potencia, que presentan intercalaciones arcillosas.

Estudios analíticos del carbón del sector arrojaron los siguientes resultados: humedad: 8,80 %; materias volátiles: 20,61 %; carbono fijo: 35,69 %; cenizas: 34,90 %; coque: 70,59 %; poder calorífico superior: 4.740 cal/gr; aspecto del coque pulverulento; color de las cenizas: blanco; azufre total: 0,48 %.

Se realizó un socavón de 7 m y varias trincheras a los fines de reconocer en profundidad el comportamiento del manto.

Valle Río Frío

Afloramientos de depósitos carbonosos también se aprecian más al norte en la margen sur del lago Rosario. Se localizan a 60 km al sur de Esquel. Se accede a la zona por la ruta 17 de ripio, que une Trevelin con Corcovado y que recorre longitudinalmente el valle del río Frío. Se puede utilizar vehículo de tracción simple.

El primero en reconocer geológicamente la región fue Piatnitzky (1944, en Borrello, 1956). El depósito está constituido por lentes carbonosas que se intercalan en una secuencia de areniscas finas amarillentas pertenecientes a la Formación Ñorquinco.

Arroyo Carbón

Se ubica a 90 km al S de Esquel y a 7 km al NE de Corcovado, cerca de la confluencia del arroyo Carbón con el Huemul. Se accede transitando desde Corcovado por la ruta 17 con rumbo a Trevelin 7 km al norte con vehículo de tracción simple, y luego 2 km al este a pie o a caballo hasta cortar el arroyo Carbón.

Como antecedentes de trabajos en el sector se puede mencionar a Bergman (1946) y Piatnitzky (1944, en Borrello 1956).

Las rocas de caja del depósito de carbón son asignables a las secuencias sedimentarias del Terciario continental, correspondientes a la Formación Ñorquinco.

La mineralización consiste en dos capas separadas por un banco arcilloso de 2 m de potencia. Los bancos inclinan al E y SE, con ángulos de 5° a 25°.

De los dos mantos, el mejor es el superior, que presenta intercalaciones de carbón brillante (vitrita), de pocos centímetros de espesor y otra capa de carbón mate, con fractura concoide de 0,28 m de potencia. El manto inferior es muy arcilloso y es portador de madera lignificada.

Los estudios realizados sobre muestras del sector dieron los siguientes resultados analíticos; humedad: 17,63 %; materia volátil: 34,28 %; carbono fijo: 32,26 %; cenizas: 15,83 %; coque: 48,09 %; poder calorífico: 4123 cal/gr; aspecto del coque: pulverulento; azufre total: 0,83 %.

Río Corintos

Se ubica a 50 km al SE de Esquel, en la margen derecha del río Corintos al sur del lago Cronómetro. Se accede transitando por la ruta nacional 40 con dirección a Tecka por unos 65 km y luego se toma un camino vecinal hacia el oeste por unos 28 km hasta la estancia El Cronómetro.

Este sector fue investigado por los profesionales Cabeza Quiroga (1944a y b) y Piatnitzky (1944, en Borrello, 1956).

Los mantos carbonosos se intercalan en la secuencia continental de la Formación Ñorquinco. Los

afloramientos de carbón aparecen distribuidos en la zona del puesto Martínez, en capas de 0,40 m a 0,60 m de potencia, con intercalaciones de arcillas y arcillas carbonosas. En general las capas inclinan al SE y S, con ángulos de 5° a 25°. Se los aprecia también en la desembocadura del arroyo Colorado en el río Corintos. En facies similares aparecen numerosas intercalaciones de carbón que inclinan al oeste 45° a 55°, en este sector en un perfil de 20 m se localizaron 15 intercalaciones de carbón y carbonosas, dentro de las cuales la mejor no sobrepasó los 0,40-0,50 metros.

A los fines de reconocer los cuerpos de carbón se realizaron varios pozos de escasa profundidad y algunos análisis cuyos resultados son los siguientes: humedad: 9,68 % y 8,17 %; materias volátiles: 24,27 % y 25,82%; carbono fijo: 31,39 % y 34,97%; cenizas: 34,36 % y 31,04 %; coque: 65,75 % y 61,01 %; poder calorífico superior: 4200 cal/gr y 4730 cal/gr; aspecto del coque: pulverulento en ambos casos.

BIBLIOGRAFÍA

- Alric, V.I., M.J. Haller, G. Féraud y H. Bertrand, 2002. Volcanismo alcalino paleógeno en los alrededores de Paso de Indios, Provincia del Chubut. 15° Congreso Geológico Argentino, 2: 101-106. Buenos Aires.
- Ameghino, C., 1890. Exploraciones geológicas en la Patagonia. Boletín Instituto Geográfico Argentino, 11, Cuaderno 1: 1-40. Buenos Aires.
- Ameghino, F., 1906. Les Formations Sedimentaires du Crétacé Supérieur et du Tertiaire de Patagonie. Annales del Museo Nacional, 8(3): 1-568. Buenos Aires.
- Amos, A.J., 1958. Algunos Spiriferacea y Terebratulacea (Brachiopoda) del Carbonífero superior del «Sistema de Tepuel» (Provincia de Chubut). Contribución Científica Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Serie Geología 2(3): 95-108. Buenos Aires.
- Amos, A.J., 1961 a. Algunos Chonetacea y Productacea del Carbonífero Inferior y Superior del Sistema de Tepuel, Provincia de Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 15: 81-107. Buenos Aires.
- Amos, A.J., 1961 b. Una nueva especie de *Nudirostra* del Carbonífero de San Juan y Patagonia. Ameghiniana 2(3): 49-53. Buenos Aires.
- Amos, A.J., 1964. A Review of the Marine Carboniferous Stratigraphy of Argentina. 22° International Geological Congress. Part 9, Section 9, New Delhi. India.
- Amos, A.J., 1979. Guía Paleontológica Argentina. Parte 1: Paleozoico. Sección 5. Faunas Carbónicas. Sección 6. Faunas Pérmicas. Publicación del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. 158 pp. Buenos Aires.
- Amos, A.J. y E.O. Roller, 1965. El Carbónico Marino en el Valle Calingasta-Uspallata (San Juan-Mendoza). Boletín de Informaciones Petroleras 368: 1-23. Buenos Aires.
- Amos, A.J., K.S.W. Campbell y R. Goldring, 1960. *Australosutura* gen. nov. (Trilobita) from the Carboniferous of Australia and Argentina. Paleontology, 3: 227-236.
- Amos, A.J., B. Antelo y C.R. González, 1973. Síntesis sobre el Conocimiento Bioestratigráfico del Carbónico-Pérmico de la Argentina. 5° Congreso Geológico Argentino, 3: 3-20. Buenos Aires.
- Andreis, R.R. y R. Cúneo, 1985. Estratigrafía de la Formación Mojón de Hierro en Puesto Garrido, extremo sudoriental de la Sierra de Tepuel, Chubut, Argentina. Encuentro Anual Grupo Argentino de Trabajo, Proyecto 211 – IGCP, Comunicaciones: 22-24. Buenos Aires.
- Andreis, R.R., C.R. González y J. Cortiñas, 1985. Estratigrafía de los Grupos Tepuel y Río Genoa (Neopaleozoico de Chubut). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 40(3-4): 284-289. Buenos Aires.
- Andreis, R.R., S. Archangelsky, C.R. González, O. López Gamundi y N. Sabattini, 1987. Cuenca Tepuel-Genoa. En: Archangelsky, S. (Ed.), El Sistema Carbonífero en la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 169-196. Córdoba.
- Andreis, R.R., R. Cúneo, O. López Gamundi, N. Sabattini y C.R. González, 1996. Cuenca Tepuel-Genoa. En: Archangelsky, S. (Ed.), El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay. Academia Nacional de Ciencias: 65-91. Córdoba.
- Archangelsky, S. y R. Cúneo, 1984. Zonación del Pérmico continental argentino sobre la base de sus plantas fósiles. 3^{er} Congreso Latinoamericano de Paleontología: 143-153. México.
- Archangelsky, S., C.L. Azcuy, C.R. González y N. Sabattini, 1987 a. Correlación General de Biozonas. En: Archangelsky, S. (Ed.), El Sistema Carbonífero en la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 282-292. Córdoba.
- Archangelsky, S., C.L. Azcuy, C.R. González y N. Sabattini, 1987 b. Edad de las Biozonas. En: Archangelsky, S. (Ed.), El Sistema Carbonífero en la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 294-301. Córdoba.
- Archangelsky, S., C.L. Azcuy, C. Césari, C.R. González, M. Hünicken, N. Sabattini y A. Mazzoni, 1991. Correlación y Edad de las Biozonas. En: Archangelsky, S. (Ed.), El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay. Academia Nacional de Ciencias: 203-226. Córdoba.
- Archbold, N.W., 1981. Studies on western Australian Permian brachiopods 2. The family Rugosochonetidae Muir-Wood 1962. Proceedings of the Royal Society of Victoria 93: 109-128. Victoria.
- Archbold, N.W. y M. Gaetani, 1993. Early Permian Brachiopoda and Mollusca from the Northwest Himalaya, India. Riv. It. Paleont. Strat. 99 (1): 27-56.
- Armienti, P., C. Ghezzi, F. Innocenti, P. Manetti, S. Rocchi y S. Tonarini, 1990. Isotope geochemistry and petrology of granitoides suites from Granite Harbour Intrusives of the Wilson Terrane, North Victoria Land, Antarctica. European Journal of Mineralogy, 2: 103-123.
- Arrondo, O.G., 1972. Síntesis del conocimiento de las taflofloras del Paleozoico superior de Argentina. Annales de la Academia Brasileira de Ciencias 44 (Suplemento): 37-50.

- Aspilcueta, J., 1962. Inspección a un supuestoyacimiento de oro, plomo y cobre, en la localidad de Esquel, Chubut. Dirección Nacional de Geología y Minería. Informe inédito. Buenos Aires.
- Barbieri, M., E. Godoy, M.J. Haller, D. Stanzione, M.R. Ghiara y C. Trudu, 1991. Cristalización fraccionada y contaminación cortical en el Batolito Patagónico (43-46°S). 6° Congreso Geológico Chileno, 1: 626-630. Santiago.
- Barbieri, M., M.R. Ghiara, M.J. Haller, D. Stanzione y C. Trudu, 1994. Genesis and evolution of granitoids from the Patagonian Batholith between 43° and 46° S. *Miner. Petrogr., Acta* 37: 1-15.
- Bergmann, F.A.J., 1946. Reconocimiento geológico expeditivo de la zona, Esquel- Corcovado. Yacimientos Carboníferos Fiscales. Carpeta 517, informe inédito. Buenos Aires.
- Bergmann, F.A.J., 1950. Reconocimiento geológico expeditivo de la zona Esquel-Corcovado, Chubut. Yacimientos Carboníferos Fiscales. Carpeta 690, informe inédito. Buenos Aires.
- Borrello, A., 1956. Recursos Minerales de la República Argentina, 3. Combustibles Sólidos Minerales. Revista del Instituto Nacional de Investigaciones de las Ciencias Naturales y Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia. Ciencias Geológicas, 5, 665 pp. Buenos Aires.
- Butrón, A.F., 1982. Informe Preliminar Proyecto 04 HC-Trevelin, Área Cordón Situación Norte-Arroyo Blanco. Centro de Exploración Patagonia Sur. Informe inédito, 9 pp., 4 mapas. Comodoro Rivadavia. Chubut.
- Cabeza Quiroga, J.R., 1944 a. Sobre un nuevo yacimiento de carbón situado al S de la laguna Cronómetro, Departamento Futaleufú, Chubut. Yacimientos Carboníferos Fiscales. Carpeta 219, informe inédito. Buenos Aires.
- Cabeza Quiroga, J.R., 1944 b. Informe sobre un nuevo yacimiento de carbón en los alrededores de la laguna Cronómetro, Departamento Futaleufú, Chubut. Yacimientos Carboníferos Fiscales. Carpeta 274, informe inédito. Buenos Aires.
- Caldenius, C.C., 1932. Las glaciaciones cuaternarias de la Patagonia y Tierra del Fuego. Dirección de Minas y Geología, Publicación 95. Buenos Aires.
- Canyon Resources (CR) International Corporation Argentina, 1995. Arroyo Cascada Project, Chubut Province. Dirección General de Minas y Geología de la provincia del Chubut. Informe N° FU-013, 4 pp., 4 mapas. Rawson.
- Casamiquela, R., 1961. Un pipoideo fósil de Patagonia. Universidad Nacional de La Plata. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Revista (nueva serie) 4(Paleontología 22):71-123. La Plata.
- Casamiquela, R., 1985. Nuevos ejemplares de «Shelania pascuali» (Anura, Pipoidea) del Eoterciario de la Patagonia. *Ameghiniana*, 4(2):41-51. Buenos Aires.
- Castrillo, E., 1976. Informe Preliminar Proyecto 04 HC, Trevelin. Área Arroyo Las Mentas /4372-IV-B2-B3). Plan Patagonia Comahue. Informe inédito, 8 pp. Comodoro Rivadavia. Chubut.
- Cazau, L.B., 1972. Cuenca de Ñirihuau-Ñorquinco-Cushamen. En: Leanza, A. (Ed.), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba: 727-740. Córdoba.
- Cazau, L.B., 1980. Cuenca de Ñirihuau-Ñorquinco-Cushamen. En: Turner, J.C.M. (Coord.), Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 2: 1149-1172. Córdoba.
- Cerro Castillo S.A., 1997-98. Summary of 1997-98. Exploration activities Nahuel Pan Project. Chubut Province. República Argentina by Cerro Castillo. Informe inédito. Buenos Aires.
- Charrier, R. y V. Covacevich, 1980. Paleogeografía y bioestratigrafía del Jurásico superior y Neocomiano en el sector austral de los Andes Meridionales chilenos (42° - 56° L.S.). Segundo Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y Primer Congreso Latinoamericano de Paleontología, 5: 153-175. Buenos Aires.
- Charrier, R., E. Linares, E. Niemeyer y J. Skarmeta, 1979. Edades potasio-argón de vulcanitas mesozoicas y cenozoicas del sector chileno de la meseta Buenos Aires, Aysen, Chile, y su significado geológico. 7° Congreso Geológico Argentino, 2: 23-41. Buenos Aires.
- Chebli, G.A., C. Nakayama y J.C. Sciuto, 1979. Mapa geológico de la provincia del Chubut. 7° Congreso Geológico Argentino, 1: 639-655. Buenos Aires.
- Chernicoff, C.J., 2000. Interpretación geofísico-geológica del levantamiento aeromagnético de la región noroccidental de la provincia del Chubut. SEGEMAR. Informe inédito. Buenos Aires.
- Cucchi, R.J., 1980. La Formación Esquel y la Formación Valle Chico. Réplica. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 35 (4): 588-590. Buenos Aires
- Cúneo, R., 1991. La taoflora de la Formación Mojón de Hierro (Grupo Tepuel) en la localidad Arroyo Garrido, Paleozoico Superior, Provincia de Chubut. *Ameghiniana*, 27(3-4): 225-238. Buenos Aires.
- Di Tommaso, I., 1978. Geología del sector comprendido entre el paraje El Molle y el cerro Tres Picos, Departamento Tehuelches, Chubut. Trabajo final de licenciatura, inédito. Biblioteca de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, de la Universidad de Buenos Aires.

- Díaz Saravia, P. y P.J. Jones, 1999. New Carboniferous (Namurian) glaciomarine ostracods from Patagonia, Argentina. *Journal of Micropalaeontology*, 18(2): 97-109.
- Durango de Cabrera, J. y A.C. Taboada, 1999. Probable registro de la Superzona *Ferugliocladus* en la Sierra de Tepuel. *Ameghiniana*, 36 (4) Suplemento: 32 R. Buenos Aires.
- Féraud, G., B. Alric, M. Fornari, H. Bertrand y M. Haller, 1999. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction. *Earth and Planetary Science Letters*, 172: 83-96.
- Fernández de Covaro, M.I., 2000 a. Descripciones petrográficas. Pedido N° 279. Proyecto Hoja Geoquímica, Trevelin. Delegación Regional Patagonia Sur. Informe inédito, 3 pp. Comodoro Rivadavia. Chubut.
- Fernández de Covaro, M.I., 2000 b. Descripciones petrográficas. Pedido N° 282. Proyecto Gabros. Cerro Negro de Tecka. Delegación Regional Patagonia Sur. Informe inédito, 3 pp. Comodoro Rivadavia. Chubut.
- Feruglio, E., 1927. Estudio geológico de la región pre y sub andino en la latitud del Nahuel Huapi. *Anales de la Sociedad Argentina de Estratigrafía y Geografía*. GAEA, 2 (3): 425-437. Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1941. Nota preliminar sobre la Hoja Geológica «San Carlos de Bariloche» (Patagonia). *Boletín de Informaciones Petroleras*, 18 (200): 27-64. Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1949-1950. Descripción geológica de la Patagonia. Yacimientos petrolíferos fiscales. Contribuciones 1, 2 y 3. Buenos Aires.
- Flint, R.F. y F. Fidalgo, 1964. Glacial geology of the east flank of the Argentine Andes between latitude 39° 10' S and latitude 41° 25' S. *Geological Society of America, Bulletin* 75: 335-352.
- Flint, R.F. y F. Fidalgo, 1968. Drift glacial al este de los Andes entre Bariloche y Esquel. *Instituto Nacional de Geología y Minería, Boletín* 119. Buenos Aires.
- Fossa Mancini, E., E. Feruglio y J. Yussen de Campana, 1938. Una reunión de geólogos de Y.P.F. y el problema de la terminología estratigráfica. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 171: 31-95. Buenos Aires.
- Frakes, L.A. y J.C. Crowell, 1969. Late Paleozoic Glaciation: I, South America. *Geological Society of America, Bulletin* 80: 1007-1042.
- Frakes, L.A., A.J. Amos y J.C. Crowell, 1969. Origin and Stratigraphy of Late Paleozoic diamictites in Argentina and Bolivia. 1° International Symposium Gondwana Geol. and Strat. Mar del Plata, 1967. *IUGS, Geology*, 2: 821-843. Paris.
- Franchi, M. y R.F.N. Page, 1980. Los basaltos cretácicos y la evolución magmática del Chubut occidental. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35(2): 208-229. Buenos Aires.
- Freytes, E., 1970. Informe parcial sobre los trabajos realizados en la zona Ch Prg-7 (Sierra de Tepuel, Chubut). Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe inédito. Buenos Aires.
- Freytes, E., 1971. Informe geológico preliminar sobre la sierra de Tepuel (Departamento de Languiño y Tehuelches, provincia del Chubut). Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe inédito. Buenos Aires.
- Freytes, E., 1973. Relaciones de contacto y edad del granito de la sierra de Tepuel (Chubut, Argentina). 5° Congreso Geológico Argentino, 3: 407-412. Buenos Aires.
- Fuenzalida Ponce, R., 1968. Reconocimiento Geológico del Alto Palena (Chiloé Continental). Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento Geología, Publicación 31. Santiago. Chile.
- Genini, A., 1986. Ficha de evaluación previa, Proyecto Cerro Cucho. Centro Exploración Patagonia Sur. Comodoro Rivadavia.
- Genini, A. y M. Zubia, 1989. Informe del reconocimiento expeditivo del Área Cascada (Mosaico 4372-IV-C4). Centro Exploración Patagonia Sur. Trabajo inédito, 8 pp., 1 mapa. Comodoro Rivadavia. Chubut.
- Ghiara, M.R., M.J. Haller, D. Stanzione, M. Barbieri, I. Menditti, F. Castorina, C. Trudu, A.H. Demichelis y C.M. Meister, 1999. Calc-alkaline volcanic rocks from Cerro Ver, Patagonian Cordillera (43° 10' S): geochemistry and geochronology. 14° Congreso Geológico Argentino, 2: 178-181. Salta.
- Giacosa, R. y M.J. Máquez, 1999. Jurásico y Cretácico de la Cordillera Patagónica Septentrional y Precordillera Patagónica. En: *El Jurásico de la Patagonia y Antártida*. En: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Anales* 29 (17): 444-459. Buenos Aires.
- González, C.R., 1969. Nuevas Especies de Bivalvia del Paleozoico Superior del Sistema de Tepuel, Provincia de Chubut, Argentina. *Ameghiniana*, 6 (3): 236-250. Buenos Aires.
- González, C.R., 1972. Un Nuevo Eurydesmidae en el Carbónico Superior de Patagonia, Argentina. *Ameghiniana*, 9 (3): 213-219. Buenos Aires.
- González, C.R., 1974. Bivalvos del Pérmico Inferior de Chubut, Argentina. *Acta Geológica Lilloana*, 12 (13): 231-271. San Miguel de Tucumán.
- González, C.R., 1977. Bivalvos del Carbónico Superior del Chubut, Argentina. *Acta Geológica Lilloana*, 14: 105-147. San Miguel de Tucumán.

- González, C.R., 1978. *Orbiculopecten* gen. nov. (Aviculopectinidae, Bivalvia), from the Upper Carboniferous of Patagonia, Argentina. *Journal of Paleontology*, 52 (5): 1086-1092.
- González, C.R., 1980. Los Eurydesmidae y Deltopectininae (Bivalvia) de la República Argentina. 2° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y 1° Congreso Latinoamericano de Paleontología, 4: 11-21. Buenos Aires (1978).
- González, C.R., 1981. El Paleozoico Superior Marino de la República Argentina, Bioestratigrafía y Paleoclimatología. *Ameghiniana*, 18 (1-2): 51-65. Buenos Aires.
- González, C.R., 1985. El Paleozoico superior marino de la Patagonia extraandina. *Ameghiniana*, 21 (2-4): 125-142. Buenos Aires.
- González, C.R. y N. Sabatini, 1972. *Hyolithes amosi* s. sp. (Calypotomatida, Mollusca) del Paleozoico Superior del Grupo Tepuel, Provincia de Tepuel. *Ameghiniana*, 9 (2): 183-189. Buenos Aires.
- González, C.R., A.C. Taboada, P.G. Díaz Saravia y M.A. Aredes, 1995. El Carbónico del sector noroccidental de la Provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4): 40-46. Buenos Aires.
- González, J.M., 1989. Geología de las inmediaciones de los Establecimientos La Pilila (Mateo), La Chiquita (Espósito) y la estancia El Poyo (Don Manuel). Borde suroriental de la Sierra de Tecka, Departamento Languiño, Provincia del Chubut. Trabajo final de licenciatura; inédito, 149 pp., 1 mapa. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento Ciencias Geológicas. Universidad de Buenos Aires. Buenos Aires.
- González Bonorino, F., 1944. Descripción geológica y petrográfica de la Hoja 41b, Río Foyel, (Territorio de Río Negro). Dirección de Minas y Geología e Hidrología, Boletín 56. Buenos Aires.
- González Bonorino, F., 1973. Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao-Llao. Fundación Bariloche. Publicación 16. San Carlos de Bariloche.
- González Bonorino, F. y G. González Bonorino, 1988. La base del Grupo Tepuel en las cercanías de Esquel, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (4): 518-528. Buenos Aires.
- González Bonorino, G., G. Rafine, V. Vega y D. Guerin, 1988. Ambientes de plataforma nerítica dominada por tormentas en la sección glaciéna del Grupo Tepuel, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (2): 239-252. Buenos Aires.
- González Díaz, E.F. y R.P. Andrada de Palomera, 1996. Nueva propuesta genética y evolutiva geomórfica de la «Pampa» de Gualjaina, NO del Chubut extraandino. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4: 221-230. Buenos Aires.
- Gordon, A. y M. Ort, 1993. Edad y correlación del plutonismo subcordillerano en las provincias de Río Negro y Chubut (41°- 42°30' L.S). 12° Congreso Geológico Argentino, 4: 120-127. Mendoza.
- Gramage, E., 1999. Informe preliminar sobre la prospección del cateo cordón de Putrachoique. Chubut.
- Groeber, P., 1942. Rasgos geológicos generales de la región ubicada entre los paralelos 41° a 44° y entre los meridianos 69° a 71°. Primer Congreso Panamericano de Ingeniería de Minas y Geología. *Anales* 2: 368-379. Santiago de Chile.
- Groeber, P., 1954. La serie andesítica Patagónica. Sus relaciones, posición y edad. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 9(3): 39-42. Buenos Aires.
- Haller, M.J., 1976. Informe preliminar del levantamiento geológico de la hoja 44 ab, Trevelin. Servicio Geológico Nacional. Informe inédito, 15 pp., 1 mapa. Buenos Aires.
- Haller, M.J., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 44 a-b, Trevelin, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional. Informe inédito. Buenos Aires.
- Haller, M.J., 1981. Estructura y Mineralización en la Cordillera Patagónica. Universidad de Buenos Aires. Tesis doctoral, 124 pp., inédita. Buenos Aires.
- Haller, M.J., 1984. Descripción Geológica de la Hoja 44 a-b, Trevelin. Servicio Geológico Nacional. Informe inédito. Buenos Aires.
- Haller, M.J., 1986. Informe preliminar del levantamiento geológico de la Hoja 44 a-b, Trevelin. Servicio Geológico Nacional. Informe inédito, 66 pp., 1 mapa. Buenos Aires.
- Haller, M.J., 1995. Prospección de oro en los aluviones del río Corintos. Proyecto de investigación y desarrollo. Centro Nacional Patagónico (CONICET) Consejo de Ciencia y Técnica de la provincia del Chubut. Trabajo inédito. Puerto Madryn.
- Haller, M.J., 1999. Structure and ore mineralization en the Patagonian Cordillera. Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco-CENPAT-CONICET. Puerto Madryn. Chubut. Argentina.
- Haller, M.J. y O.R. Lapido, 1980. El Mesozoico de la Cordillera Patagónica Central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35(2): 230-247. Buenos Aires.
- Haller, M.J., E. Linares, H.A. Osera, y S.M. Page, 1999. Petrology and geochronology of sub-cordilleran plutonic belt of Patagonia. 2° South American Symposium on Isotope Geology, 2: 210-214. Carlos Paz, Córdoba.

- Haller, M.J., V.I. Alric, G. Féraud y H. Bertrand, 2003. Tertiary Volcanic Rocks Chronology from Central Chubut, Patagonia, Argentina. *Terra Nostra* 2003/2:34. Freiberg.
- Heim, A., 1940. Geological observations in the Patagonian Cordillera (preliminary report). *Eclogae Geologicae Helveticae*, 33(1): 25-51. Zürich.
- Hoare, R. y N. Sabattini, 2000. Lower Permian Polyplacophora (Mollusca) from Argentina. *Journal of Palaeontology*, 74: 189-191.
- Instituto Nacional de Tecnología Minera (INTEMIN) – CIPROMIN (Centro de Investigaciones de Procesamiento de Minerales. Trabajo inédito realizado por el Lic. Crubellatti, 1995. Resultados analíticos de 7 muestras de la sierras de Tecka y Tepuel. Delegación Regional Patagonia Sur. Comodoro Rivadavia.
- Irigoyen, M.V., 1983. Geología de la Sierra de Quichaura Sector Septentrional, Departamento de Languiño, Provincia del Chubut. Trabajo final de licenciatura, inédito. Biblioteca de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.
- JICA-MMAJ, 1983. Informe de estudios Básicos sobre la Exploración de los Recursos Minerales en la zona Patagonia de la República Argentina (1ra. y 2da. Etapa). Gobierno del Japón, Agencia de Cooperación Internacional del Japón (JICA), Organización Minera Metálica del Japón (MMAJ).
- Keidel, H., 1917-1919. Über das patagonische Tafelland, das patagonische Geröll und ihre Beziehungen zu den geologischen Erscheinungen in den argentinischen Andengebiet und litoral. *Zeitschrift Deutsche Akademie Wissenschaft. Landeskinde Argentinien*. Buenos Aires.
- Keidel, J., 1922. Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Pérmico conocidos en la Argentina y su significación para la estratigrafía de la Serie del Gondwana y la paleogeografía del Hemisferio Austral de Buenos Aires. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 25: 239-368. Córdoba.
- Krüger, P., 1909. Die Patagonischen Anden zwischen dem 42 und 44 Grade südl. Breite, Peterm. Mitteil., Erg. Heft 164. Gotha.
- Lage, J., 1982. Descripción Geológica de la Hoja 43 c, Gualjaina, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 189. Buenos Aires.
- Lago, M.I., 1983. Geología de la zona comprendida entre el río Languiño y la estribación oriental del cerro Los Menucos. Departamento de Languiño. Trabajo final de licenciatura, inédito. Biblioteca de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.
- Laiz, G.A., 1989. Geología del área del cerro Colorado, zona sur de la sierra de Tecka, departamento Languiño, provincia del Chubut. Tesis de licenciatura, inédita. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento Ciencias Geológicas. Universidad de Buenos Aires. Buenos Aires.
- Lanyi, L.P., 1970. Central Hidráulica Futaleufú, Estudio Geológico. Agua y Energía, Geotécnica. Informe inédito. Buenos Aires.
- Lapido, O.R., C.A. Beltramone y M.J. Haller, 1990. Glacial Lago, M.I., 1983. Geología de la zona comprendida entre el río Languiño y la estribación oriental del cerro Los Menucos. Departamento de Languiño. Trabajo final de licenciatura, inédito. Biblioteca de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Deposits on the Patagonian Cordillera at Latitude 43°30' South. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 6: 257-266. Rotterdam.
- Lech, R.R., 2002. CANCRINELLA (Fauna ..., Zona de ..., Fáunula de ..., Biozona de ..., Conjunto de ..., Asociación de ...). *Léxico Estratigráfico de Argentina*. Publicado Provisionalmente en http://www.segemar.gov.ar/p_lexico/SEGEMARC.htm. (29/10/2003).
- Leiró, F.A., 1982. Caracterización litológica de la Formación Río Corintos en la Quebrada del Arroyo Agapito, Departamento Futaleufú, Provincia del Chubut, República Argentina. Trabajo final de licenciatura. Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias Geológicas. Buenos Aires.
- Lesta, P. y R. Ferello, 1969. Informe preliminar sobre las posibilidades petroleras de la porción occidental de la provincia del Chubut y Santa Cruz (Zona Norte). Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe inédito. Buenos Aires.
- Lesta, P.J. y R. Ferello, 1972. Región extrandina de Chubut y norte de Santa Cruz. En: Leanza, A.F. (Ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 601-653. Córdoba.
- Lesta, P.J., R. Ferello y G.A. Chebli, 1980. Chubut extrandino. En: Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 2: 1307-1387. Córdoba.
- Limarino, C.O., 1980. Levantamiento Geológico de la región de Pocitos de Quichaura. Trabajo final de licenciatura, inédito. Biblioteca de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.
- Limarino, C.O., A. Massabie, E. Rossello, O. López Gamundi, R. Page y G. Jalfin, 1999. El Paleozoico de Ventania, Patagonia e Islas Malvinas. Instituto de Geología y Recursos Minerales. *Geología Argentina*, Anales 29 (13): 319-347. Buenos Aires.

- Linares, E. y R.R. González, 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina. Parte I: años 1957-1987. Asociación Geológica Argentina, Serie «F»: Publicaciones en CD, N° 1. Buenos Aires.
- Linares, E., M.J. Haller, H.A. Osters y S.M. Page, 2002. Preliminary radiometric ages for the Arroyo Pescado Formation. 2° Simposio Argentino Paleozoico Superior, Resúmenes: 16. Trelew.
- Lizuain, A., 1999. Estratigrafía y evolución geológica del Jurásico y Cretácico de la Cordillera Patagónica Septentrional. En: El Jurásico de la Patagonia y Antártida. En: Caminos, R. (Ed.), Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 (17): 433-443. Buenos Aires.
- López Gamundi, O.R., 1989. Postglacial transgressions in Late Palaeozoic basin of Western Argentina: a record of glacieustatic sea level rise. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 71: 257-270.
- López Gamundi, O.R. y C.O. Limarino, 1984. Facies de abanico submarino en el Grupo Tepuel (Paleozoico Superior), provincia de Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39 (3-4): 251-261. Buenos Aires.
- Malumián, N. y J.V. Ploszkiewicz, 1976. El Liásico fosilífero de Roncopán, departamento Tehuelches, Provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 31 (4): 279-280. Buenos Aires.
- Mariñelarena, M.P. de., 1970. Algunas especies de Paraconularia Sinclair del «Sistema de Tepuel» y sus relaciones con las faunas del hemisferio austral. *Ameghiniana*, 7 (2): 139-150. Buenos Aires.
- Márquez, M.J., 1979. Informe Preliminar Proyecto 04-HC, Trevelin, Sector Oriental. Laguna Súnica, río Corintos. Centro de Exploración Patagonia Sur. Informe inédito 10 pp., 2 mapas. Comodoro Rivadavia. Chubut.
- Márquez, M.J., 1980. Informe Preliminar Proyecto 04-HB, Esquel y 04-HC, Trevelin. Plan Patagonia Comahue. Informe inédito, 19 pp., 2 mapas, 4 informes de laboratorio, 1 planilla resumen. Comodoro Rivadavia. Chubut.
- Márquez, M., 1981. Informe Preliminar Proyecto 04-HC, Trevelin, Sector Noroeste (4372-IV-D2,A2). Cordón Situación norte y sur. Plan Patagonia Comahue. Informe inédito, 17 pp., 4 mapas, 3 fotografías compuestas. Comodoro Rivadavia. Chubut.
- Márquez, M., 1982. Informe Preliminar Proyecto 04-HC, Mosaicos 4372-II-D2,A2 y 4372-IV-A2. Plan Patagonia Comahue. Informe inédito. Comodoro Rivadavia. Chubut.
- Márquez, M., 1983. Informe Preliminar Proyecto 04-HC, Trevelin, Área Cordón Caquel, entre arroyo Luque y arroyo El Rápido (4372-IV-B4). Plan Patagonia Comahue. Informe inédito, 32 pp., 1 mapa. Comodoro Rivadavia. Chubut.
- Márquez, M., 1985 a. Informe Preliminar Área N° 29, Cordón Caquel (4372-IV-B4). Centro de Exploración Patagonia Sur. Informe inédito, 26 pp., 2 mapas. Comodoro Rivadavia. Chubut.
- Márquez, M., 1985 b. Informe Preliminar Área N° 29, Cordón Caquel, Sector N° 2, Cerro Gonzalo (4372-IV-B4). Plan Patagonia Comahue. Informe inédito, 40 pp., 10 mapas y croquis, 5 informes de laboratorio. Comodoro Rivadavia. Chubut.
- Márquez, M., 1986 a. Ficha de evaluación previa. Proyecto Cordón Caquel. Centro de Exploración Patagonia Sur. Comodoro Rivadavia. Chubut.
- Márquez, M., 1986 b. Ficha de evaluación previa. Proyecto N° 2, Cerro Gonzalo, Sector N° 4 y N° 5. Centro de Exploración Patagonia Sur. Comodoro Rivadavia. Chubut.
- Márquez, M., 1986 c. Ficha de evaluación previa. Proyecto N° 1, arroyo Luque Nido de Águilas. Centro de Exploración Patagonia Sur. Comodoro Rivadavia. Chubut.
- Márquez, M., 1988. Proyecto de Exploración por sondeos. Sector N° 2: Cerro Gonzalo. Proyecto 04 HC, Trevelin, Área Cordón Caquel. Centro de Exploración Patagonia Sur. Informe inédito. Comodoro Rivadavia. Chubut.
- Márquez, M.J. y A.F. Butrón, 1981. Informe Preliminar Proyecto 04 HC, Sector Trevelin Oeste (4372-IID2; 4372-IV-A2). Centro de Exploración Patagonia Sur. Informe inédito, 18 pp., 7 mapas y croquis, 2 fotografías. Comodoro Rivadavia. Chubut.
- Márquez, M.J. y R.E. Giacosa, 2000. Deformación dúctiles paleozoicas y corrimientos terciarios en el Neopaleozoico de Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55 (4): 398-402. Buenos Aires.
- Márquez, M.J. y C. Parisi, 1982. Informe expeditivo. Proyecto 04 HC, Trevelin. Área Cordón Caquel. Sector Arroyo Luque (4372-IV-B4). Plan Patagonia Comahue. Informe inédito, 6 pp. Comodoro Rivadavia. Chubut.
- Márquez, M.J. y R.L.M., Viera, 2001. Evaluación del potencial en elementos del Grupo Platino (PGE) y de minerales metalíferos asociados en los plutones gábricos de la sierras de Tecka y Tepuel, provincia del Chubut. Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR). Informe inédito. Buenos Aires.
- Márquez, M., C. Parisi y M. Covaro, 1981. Informe Preliminar Proyecto 04 HC, Sector arroyo Luque (4372-IV-B4). Centro de Exploración Patagonia Sur. Trabajo inédito, 8 pp., 1 informe petrográfico. Comodoro Rivadavia. Chubut.
- Márquez, M., C. Parisi y F. Butrón, 1986. Ficha de evaluación previa. Área Cerro Situación. Centro de Exploración Patagonia Sur. Comodoro Rivadavia. Chubut.

- Marshall, R.G., R. Pascual, G.H. Curtis y R.E. Drake, 1977. South American Geochronology: Radiometric time scale for middle to late Tertiary Mammal-Bearing Horizons in Patagonia. *Science* (195): 1325-1328.
- Martínez, O.A., 2002. Geomorfología y Geología de los depósitos glaciares y periglaciares de la región comprendida entre los 43° y 44° Lat. Sur y 50° 30' y 72° Long. Oeste, Chubut, República Argentina. Tesis doctoral, inédita. Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco.
- Massaferro, G.I., 2001. El Jurásico del cerro Cucho (Cordillera Patagónica del Chubut): estratigrafía, fósiles e implicancias paleogeográficas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56(2): 244-248.
- Massaferro, G.I., N. Cabaleri y S. Morsch, 1998. Aspectos paleoambientales, edad y corales (*Scleractinia*) de la secuencia carbonática jurásica del cerro Cucho (Chubut, Argentina). 7° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Resúmenes, 83. Bahía Blanca.
- Mateos, B. y C. Ualdón, 1989. Proyecto: Aprovechamiento de vulcanitas con disyunción columnar, cerro Columnas, sierra de Tecka. Provincia del Chubut. Delegación de la Dirección General de Minas y Geología del Chubut. Trabajo inédito. Esquel.
- Mercer, J.H., 1976. Glacial history of Southernmost South America. *Quaternary Research*, 6: 125-166.
- Miller, A.K. y M.F. Garner, 1953. Upper Carboniferous Ganiatites from Argentina. *Journal of Paleontology*, 27(6): 821-823.
- Miró, R., R.L.M. Viera, M. Zubia y C. Ualdón, 1994. Reconocimiento de los gabros de las sierras de Tecka y Tepuel (Chubut). Delegaciones Regionales Patagonia y Córdoba. SEGEMAR. Informe inédito, 7 pp., 2 planillas analíticas, 1 esquema, 8 mapas con muestreo. Buenos Aires.
- Nullo, F., 1983. Descripción geológica de la Hoja 45c, Pampa de Agnia, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional. Boletín 199. Buenos Aires.
- Pagani, M.A. y N. Sabattini, 1999. Los Hyolitha (Mollusca?) del Paleozoico superior de la Cuenca de Tepuel-Genoa, Provincia del Chubut, Argentina. *Ameghiniana*, 36: 275-280. Buenos Aires.
- Pagani, M.A. y N. Sabattini, 2002. Biozonas de moluscos del Paleozoico superior de la Cuenca Tepuel - Genoa (Chubut, Argentina). *Ameghiniana*, 39 (3): 351-366. Buenos Aires.
- Pagani, M.A., N. Sabattini y A.C. Taboada, 2002. Nuevos registros de Hyolitha (Mollusca ?) del Paleozoico superior del Chubut, Argentina. *Ameghiniana*, 39 (1): 111-116. Buenos Aires.
- Page, R.F.N., 1982. Descripción Geológica de la Hoja 45b, Sierra de Tepuel, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional. Informe inédito. Buenos Aires.
- Page, R.F.N., C.O. Limarino, O. López Gamundi y S. Page, 1984. Estratigrafía del Grupo Tepuel en su perfil tipo y en la región de El Molle, provincia de Chubut. 9° Congreso Geológico Argentino 1: 619-632. Buenos Aires.
- Page, S., 1984. Los gabros bandeados de la sierra de Tepuel, cuerpos del sector sur-oeste, provincia del Chubut. 9° Congreso Geológico Argentino, 2: 584-599. Buenos Aires.
- Page, S. y R.F.N. Page, 1999. Las Diabasas y Gabros del Jurásico de la Precordillera del Chubut. En: *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(17): 489-495. Buenos Aires.
- Pancetti, N., 1984. Informe geofísico. Área N° 29, Cordón Caquel, Chubut. Servicio Minero Nacional. Informe inédito. Buenos Aires.
- Parisi, C., 1981. Informe preliminar Proyecto 04 HE, Área Cerro Riñón-Cerro Steffen (Mosaicos 4372-IV-D2 y 4372-II-D2). Plan Patagonia Comahue. Informe inédito, 12 pp., 2 mapas. Comodoro Rivadavia. Chubut.
- Parisi, C., 1984. Informe preliminar geológico, Proyecto 04 HC, Trevelin. Sectores Laguna del Cronómetro y cerro Cueva del León. Plan Patagonia Comahue. Informe inédito, 11 pp., 3 estudios calcográficos, 4 mapas, 7 informes de laboratorio, fotografías. Comodoro Rivadavia. Chubut.
- Parker, G., 1961. Geología de la porción austral de la Sierra de Tecka (pcia. del Chubut). Universidad Nacional de La Plata. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales y Museo. Tesis inédita. La Plata.
- Pearce, J., N. Harris, y A. Tindle, 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956-983.
- Pérez, A., 1984. Geología de la margen norte de la laguna La Dulce (Aleusco), Departamento Languiño, provincia del Chubut. Trabajo final de licenciatura, inédito. Biblioteca de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.
- Pérez, H.D. y R. Sureda, 1999. El prospecto aurífero cerro Colorado. Chubut. 14° Congreso Geológico Argentino, 2:323-326. Salta.
- Perrot, C.J., 1960. Estudio Geológico de las Inmediaciones del Paraje El Molle, Provincia del Chubut. Tesis doctoral N° 1065, 37 pp., inédita. Biblioteca de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.
- Pesce, A.H., 1975. Informe Preliminar de la Hoja 45ª, Lago General Vintter. Servicio Geológico Nacional. Buenos Aires.

- Pesce, A.H., 1979 a. Estratigrafía de la Cordillera Patagónica entre los paralelos de 43° 30' y 44° de latitud sur y sus áreas mineralizadas. 7° Congreso Geológico Argentino, 1: 257-270. Buenos Aires.
- Pesce, A.H., 1979 b. El plutonismo cretácico superior y sus relaciones con las zonas de alteración hidrotermal en el tramo medio de la Cordillera Patagónica. República Argentina. 4° Congreso Geológico Latinoamericano, Port of Spain. Preprint.
- Petersen, C.S., 1946. Estudios geológicos en la región del río Chubut medio. Dirección General de Minas y Geología, Boletín 59. Buenos Aires.
- Petriella, B. y O.G. Arrondo, 1978. Presencia de *Archaeosigillaria conferta* (Frenguelli) Menéndez en el Carbónico Inferior de Argentina. Ameghiniana, 15 (3-4): 406-408. Buenos Aires.
- Petrominera Chubut – Sociedad del Estado, 1993. Pliego de Bases, Condiciones e Información Geológica Minera. Concurso Público Internacional N° 01/93. Dirección General de Minas y Geología. Rawson. Chubut.
- Pezzuchi, H.D., 1975. Informe preliminar Proyecto 04 HC, Trevelin. Zona Rincón del Aceite. Área Río Plomo. Informe inédito, 15 pp., 2 mapas. Plan Patagonia Comahue. Comodoro Rivadavia. Chubut.
- Pezzuchi, H.D., 1978. Exploración minera de la provincia del Chubut. Sector arroyo Las mentas. Fondo Rotorio de las Naciones Unidas, UNDP. Informe final inédito. Nueva York y Secretaría de Estado de Minería. Buenos Aires.
- Pezzuchi, H. y A. Takigawa, 1983. Geología del sector del Cerro Cucho, Provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 38(3-4): 490-493. Buenos Aires.
- Piatnitzky, A., 1933. Rético y Liásico de los valles de los ríos Genua y Tecka y sedimentos continentales de la sierra de San Bernardo. Boletín de Informaciones Petroleras 10 (103): 151-182. Buenos Aires.
- Piatnitzky, A., 1943. Alrededores del lago Rosario. Informe Inédito. Yacimientos Carboníferos Fiscales. Carpeta 179, inédita. Buenos Aires.
- Piatnitzky, A., 1946. Informe preliminar de la zona al sur de Esquel hasta el río Corcovado. Yacimientos Carboníferos Fiscales. Informe inédito N° 517. Buenos Aires.
- Poma, S., 1986. Petrología de las rocas básicas precretácicas de la sierra de Tepuel, provincia del Chubut. Tesis doctoral N° 2005, 258 pp., inédita. Biblioteca de la Facultad de Ciencias. Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. Buenos Aires.
- Poma, S., S. Segal y C. Ubaldo, 1993. Metalogénesis de los cuerpos básicos expuestos en la sierra de Tecka, provincia del Chubut. Trabajo inédito, 19 pp., con microfotografías de cortes delgados y resultados analíticos. Servicio Minero Nacional. Buenos Aires.
- Pöthe de Baldis, D.P., 1977. Estudio de muestras de la Hoja 44-a-b, Trevelin, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional. Informe inédito. Buenos Aires.
- Proserpio, C., 1976. Descripción geológica de la Hoja 44e, Cañadón Racedo, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional. Informe inédito. Buenos Aires.
- Quartino, B.J., 1952. Rasgos geológicos y litológicos de la cuenca de los lagos La Plata y Fontana. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Tesis doctoral N° 717, inédita. Buenos Aires.
- Quensel, P.D., 1911. Geologische-petrographische Studien in der Patagonischen Kordillera. Geologische Institute Upsala, Bulletin 11: 1-114. Upsala.
- Ramos, V., 1976. Estratigrafía de los lagos La Plata y Fontana, provincia del Chubut, República Argentina. Primer Congreso Geológico Chileno, 1: A43-A64. Santiago. Chile.
- Ramos, V.A., 1978. El vulcanismo del Cretácico inferior de la Cordillera Patagónica. 7° Congreso Geológico Argentino, 1: 423-435. Buenos Aires.
- Ramos, V.A., 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: Caminos, R. (Ed.), Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(3):41-96. Buenos Aires.
- Rapela, C.W., L.A. Spalletti y J.C. Merodio, 1983. Evolución magmática y geotectónica de la «Serie Andesítica» Andina (Paleoceno-Eoceno) en la cordillera Norpatagónica. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 38(3): 469-484. Buenos Aires.
- Rapela, C.W., L.A. Spalletti, J.C. Merodio y E. Aragón, 1984. El vulcanismo Paleoceno-Eoceno de la Provincia Volcánica Andino-Patagónica. En: Ramos, V. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro. Relatorio del 11° Congreso Geológico Argentino, 1(8):189-213. Buenos Aires.
- Robbiano, J.A., 1971. Contribución al conocimiento estratigráfico de la sierra del Cerro Negro, Pampa de Agnia, Provincia de Chubut, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 26 (1): 41-56. Buenos Aires.
- Roberts, J., J.W. Hunt y D.M. Thompson, 1976. Late Carboniferous Marine Invertebrate Zones of Eastern Australia. Alcheringa, 1: 197-225.
- Roberts, J., J. Claque-Long, P.J. Jones y C.B. Foster, 1995. SHRIMP zircon age control of Gondwanan sequences in Late Carboniferous and Early Permian Australia. En: Dunay, R.E. y Hailwood, E.A. (Eds.), Non-biostratigraphical Methods of Dating and Correlation. Geology Society, Special Publication N1 89: 145-174.

- Rolleri, E., 1970. Discordancia en la base del Neopaleozoico al este de Esquel. Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas, 2: 273-277. Buenos Aires.
- Rossi, N., 1974. Informe técnico sobre un material arcilloso hallado en Esquel. Departamento de Estudios. Servicio Nacional Minero Geológico. Informe inédito. Buenos Aires.
- Roth, S., 1908. Beitrag Zur Ghederung der Sedimentab'agerungen in Patagonien under Pampas-region. Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Geologie und Palaontologie. Beilageband, 26: 92-150. Stuttgart.
- Roth, S., 1922. Investigaciones geológicas en la región norte de la Patagonia, durante los años 1897 a 1899. Universidad Nacional de la Plata. Revista del Museo de la Plata, 26 (Tercera Serie): 333-392. La Plata.
- Runnegar, B., 1972. Late Palaeozoic Bivalvia from South America: provincial affinities and age. Anais de Academia Brasileira de Ciências, 44 (Suplemento): 295-312.
- Sabattini, N., 1972. Los Fenestellidae, Acanthocladiidae y Rhabdomesidae (Bryozoa, Cryptostomata) del Paleozoico Superior de San Juan y Chubut, Argentina. Extracto de la Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie), 6, Paleontología 42: 255-377. La Plata.
- Sabattini, N., 1975. *Austroneilsonia* gen. nov. (Gastrópoda) del Paleozoico Superior de Argentina. Ameghiniana, 12 (4): 337-342. Buenos Aires.
- Sabattini, N., 1978. Gastrópodos Carbónicos y Pérmicos del Grupo Tepuel (Provincia de Chubut, Argentina). Obra del Centenario del Museo de La Plata, 5: 39-62. La Plata.
- Sabattini, N., 1982. *Eliasopora* Bassler (Bryozoa, Ctenostomida) en el Carbonífero del Grupo Tepuel, Provincia de Chubut, Argentina. Ameghiniana, 19 (3-4): 259-262. Buenos Aires.
- Sabattini, N., 1983. Especies de *Septatopora* Engel (¿Bryozoa?) de la provincia del Chubut, Argentina. Ameghiniana, 20 (1-2): 61-71. Buenos Aires.
- Sabattini, N., 1984. Distribución Geográfica y Estratigráfica de los Gastrópoda, Scaphopoda y Calyptoptomatida del Carbónico y Pérmico de Argentina. Revista del Museo La Plata (nueva serie), 8, Paleontología, 49: 33-46. La Plata.
- Sabattini, N., 1985. Distribución Geográfica y Estratigráfica de los Cnidaria y Bryozoa del Carbonífero y Pérmico de Argentina. Revista del Museo de La Plata (nueva serie), 9, Paleontología, 51: 26-41. La Plata.
- Sabattini, N., 1990. Nueva especie de *Penniretepora* d'Orbigny (Fenestrata, Bryozoa), del Carbonífero de la Cuenca Tepuel-Genoa. Ameghiniana, 27 (1-2): 185-187. Buenos Aires.
- Sabattini, N., 1992. Bellerophontacea (Gastrópoda) del Pérmico Inferior de la Cuenca Tepuel-Genoa, Provincia de Chubut, Argentina. Notas del Museo de La Plata, 21 (Paleontología) 108: 209-215. La Plata.
- Sabattini, N., 1995 a. *Straparollus* (*Straparollus*) *perminutus* (Gastropoda, Euomphalacea). Nueva Especie del Carbonífero de las Sierras de Tepuel y Languiño, Provincia del Chubut, República Argentina. Notas del Museo de La Plata, (Paleontología) 21 (110): 225-233. La Plata.
- Sabattini, N., 1995 b. Una Nueva Especie de *Nordospira* Yochelson (Gastrópoda) del Pérmico de la Cuenca Tepuel-Genoa (Chubut, Argentina). Ameghiniana, 32 (4): 365-367. Buenos Aires.
- Sabattini, N., 1997. Gastrópodos Pérmico (Pleurotomarioidea, Trochoidea, Platyceratoidea y Subulitoidea) de la Cuenca Tepuel-Genoa, Provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 52 (1): 17-23. Buenos Aires.
- Sabattini, N., 2002. Cystoporata (*Bryozoa*) del Carbonífero de la Cuenca Tepuel-Genoa, provincia del Chubut, Argentina. Ameghiniana, 39(2): 201-212. Buenos Aires.
- Sabattini, N. y E. Castillo, 1989. Equinodermos blastoideo en el Carbonífero de las Sierras de Tepuel y Languiño, provincia de Chubut, Argentina. Ameghiniana, 26 (3-4): 219-224. Buenos Aires.
- Sabattini, N. y S. Noirat, 1967. Hallazgo de *Cladochonus* en el Carbonífero de Tepuel, Provincia de Chubut. Ameghiniana, 5 (5): 174-178. Buenos Aires.
- Sabattini, N. y S. Noirat, 1969. Algunos Gastropoda de la Superfamilias Euomphalacea, Pleurotomariacea y Platyceratacea del Paleozoico Superior de Argentina. Ameghiniana, 6 (2): 98-118. Buenos Aires.
- Shaw, E., 1939. Informe geológico «Zona Hoja 41-b» (Ñorquinco), Territorio de Río Negro. Yacineots Petrolíferos Fiscales, informe inédito. Buenos Aires.
- Simanauskas, T., 1996 a. Una nueva especie de *Lanipustula* (Productoidea, Brachiopoda) del Paleozoico Superior de Patagonia, Argentina. Ameghiniana, 33 (3): 301-305. Buenos Aires.
- Simanauskas, T., 1996 b. Un supuesto Chonetoidea del Pérmico de Patagonia reasignado a un género de Productoidea (Brachiopoda). Ameghiniana, 33 (3): 349-299. Buenos Aires.
- Simanauskas, T., 1996 c. Braquiópodos (Productoidea) del Pérmico de la cuenca Tepuel-Genoa, Chubut, Argentina. Ameghiniana, 33 (4): 377-384. Buenos Aires.
- Simanauskas, T. y N. Sabattini, 1997. Bioestratigrafía del Paleozoico Superior marino de la Cuenca Tepuel-Genoa, provincia de Chubut, Argentina. Ameghiniana, 34 (1): 49-60. Buenos Aires.
- Skarmeta, M.J., 1977. Carta Geológica de Chile, Escala 1:250.000. Instituto de Investigaciones geológicas, N° 29. Santiago. Chile.

- Skarmeta, M.J., 1978. Geología de la Región continental de Aysen entre el lago General Carrera y la Cordillera Castillo. Carta Geológica de Chile, Escala 1:250.000, Instituto de Investigaciones Geológicas, N° 29. Santiago. Chile.
- Skarmeta, M.J. y R. Charrier, 1976. Geología del sector fronterizo de Aysen entre los 45°-46° Lat. Sur, Chile. 6° Congreso Geológico Argentino, 1: 267-286. Buenos Aires.
- Spalletti, L.A., 1983. Paleogeografía de la Formación Ñirihuau y sus equivalentes en la región occidental de Neuquén, Río Negro y Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 38(3-4): 454-468. Buenos Aires.
- Spikermann, J.P., 1976. Contribución al conocimiento de la intrusividad en el paleozoico de la región extraandina del Chubut. Tesos doctoral, inédita. Biblioteca de la Facultad de Ciencias. Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.
- Spikermann, J.P., 1978. Contribución al conocimiento de la intrusividad en el paleozoico de la región extraandina del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 33(1): 17-35. Buenos Aires.
- Spikermann, J.P., J. Strelin, P. Marshall, R. Carrillo, T. Montenegro, M. Lago, E. Villalba, y A. Pérez, 1988. Geología del área del Batolito Aleusco, Departamento de Languiño, Provincia del Chubut. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 19(1-4): 39-48. Buenos Aires.
- Spikermann, J.P., J. Strelin, P. Marshall, R. Carrillo, T. Montenegro, M. Lago, E. Villalba, y A. Pérez, 1989. Caracterización geológica y petrológica del Batolito Aleusco, Departamento de Languiño, Provincia del Chubut. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 20(1-4): 33-42. Buenos Aires.
- Suero, T., 1947. Reconocimiento geológico de la zona comprendida entre el cordón Cherque, cordón Putrachoique, río Tecka y sierra de Languiño, Departamentos Tehuelches y Languiño. Territorio del Chubut. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe 104, inédito. Buenos Aires.
- Suero, T., 1948. Descubrimiento de Paleozoico superior en la zona extraandina de Chubut. Boletín de Informaciones Petroleras, 25(287): 2-20. Buenos Aires.
- Suero, T., 1953. Las sucesiones sedimentarias suprapaleozoicas de la zona extraandina del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 8(1): 37-53. Buenos Aires.
- Taboada, A.C., 1998. Dos nuevas especies de Linoproductidae (Brachiopoda) y algunas consideraciones sobre el neopaleozoico sedimentario de las cercanías de Uspallata. Acta Geológica Lilloana, 18 (1): 69-80. San Miguel de Tucumán.
- Taboada, A.C., 1999. Los límites de las biozonas de *Levipustula* y *Costatumulus* en la localidad tipo del Grupo Tepuel, Patagonia extraandina. Ameghiniana, 36 (4) Suplemento: 37 R. Buenos Aires.
- Taboada, A.C., 2001. Bioestratigrafía del Neopaleozoico del Valle de Tres Lagunas, Sierra de Tepuel, provincia de Chubut. Acta Geológica Lilloana, 18 (2): 291-304. San Miguel de Tucumán.
- Tash, P. y W. Volkheimer, 1970. Jurassic Conchostracans from Patagonia. The University of Kansas, Paleontology Contributions, 50. Kansas.
- Thiele, R., J.C. Castillo, R. Hein, P. Romero y M. Ulloa, 1979. Geología del sector fronterizo de Chiloé Continental entre los 43°00' y 43°45' latitud sur, Chile (Comunas de Futaleufú y Palena). 7° Congreso Geológico Argentino, 1: 577-591. Buenos Aires.
- Ton-That, T., B. Singer, N.A. Mörner y J. Rabassa, 1999. Datación de lavas basálticas por 40Ar/39Ar y geología glacial de la región del lago Buenos Aires, provincia de Santa Cruz, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 54(4): 333-352. Buenos Aires.
- Toubes, R.O. y J. P. Spikermann, 1973. Algunas edades K/Ar y Rb/Sr de plutonitas de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40° y 44° de latitud sur. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 28(4): 382-396. Buenos Aires.
- Turco Greco, E.J. y M.J. Haller, 1981. La «Serie Andesítica» eocena a la latitud del río Corintos. 8° Congreso Geológico Argentino, 3:539-551. Buenos Aires.
- Turner, J.C.M., 1975. Descripción geológica de la Hoja 44d, Languiño, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, informe inédito. Buenos Aires.
- Turner, J.C.M., 1980. Perfil geológico entre los ríos Chubut y Tecka (provincia del Chubut). Museo Argentino de Ciencias Naturales «Bernardino Rivadavia» e Instituto Nacional de Investigaciones en Ciencias Naturales. Revista Geología, 8 (3): 71-93. Buenos Aires.
- Turner, J.C.M., 1982. Descripción geológica de la Hoja 44c, Tecka, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional. Boletín 180, 92 pp. Buenos Aires.
- Turner, J.C.M., 1983. Descripción geológica de la Hoja 44d, Colán Conhué, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional. Boletín 197, 78 pp. Buenos Aires.
- Ubaldo, C., 1997. Gabros. Proyecto Integrado. Informe inédito. Delegación de la Dirección General de Minas y Geología del Chubut. Esquel.
- Ugarte, F.R.E., 1966. Algunas consideraciones sobre la Formación del Río Corintos (Esquel, Chubut). Anales de la Universidad de la Patagonia San Juan Bosco. Ciencias Geológicas, 1, N° 1. Comodoro Rivadavia.

- UNRF - Fondo Rotatorio de la Naciones Unidas para la exploración de los recursos naturales, 1982. Exploración minera en la provincia del Chubut. Informe final, partes I y II; inédito. Nueva York. Buenos Aires.
- Valdano, J., 1949. Informe sobre los depósitos auríferos de la Zona Tecka, Chubut. Informe inédito, Carpeta 200. Dirección Nacional de Industria y Minería. Buenos Aires.
- Viera, R.L.M., 1976. Reconocimiento geomínero de algunas anomalías de color, detectadas en el vuelo realizado en Febrero-Marzo de 1976, sobre la cordillera de los Andes, entre los paralelos de 40° y 45° de Latitud Sur. Plan Patagonia Comahue. Trabajo inédito, 18 pp., 2 mapas, 1 cuadro resumen. Comodoro Rivadavia. Chubut.
- Viera, R.L.M., 1977. Área Los Cipreses. Fondo Rotatorio de las Naciones Unidas para la exploración de los recursos naturales. Informe inédito, 10 pp., 2 mapas. Nueva York.
- Viera, R.L.M., 1978. Informe Preliminar de las campañas en los Proyectos 04 HB-Esquel y 04 HC-Trevelin. Plan Patagonia Comahue. Informe inédito, 15 pp., 1 mapa, 1 cuadro resumen. Comodoro Rivadavia. Chubut.
- Viera, R.L.M., 1986 a. Ficha de evaluación previa. Cerro Nahuel Pan. Centro de Exploración Patagonia Sur. Informe inédito. Comodoro Rivadavia. Chubut.
- Viera, R.L.M., 1986 b. Ficha de Evaluación Previa. Los Pozones de Navarro. Centro de Exploración Patagonia Sur. Informe inédito. Comodoro Rivadavia. Chubut.
- Viera, R.L.M., 1994. Tareas geoquímicas regionales para la confección de la carta geoquímica Trevelin. Delegación Regional Patagonia Sur. Informe inédito, Comodoro Rivadavia.
- Viera, R.L.M., 1996. Informe preliminar de las rocas gábricas del NE de Tecka. Departamento Languiño, mosaico 4372-II-B6. Delegación Regional Patagonia Sur. Informe inédito, 26 pp., 5 figuras, 2 mapas, fotografías. Comodoro Rivadavia. Chubut.
- Viera, R.L.M., M. Zubia y A. Genini, 1984. Programa de estudios de base. Capítulo: Investigación de mineralizaciones afines, con rocas básicas y ultrabásicas de la Patagonia Argentina. Centro de Exploración Patagonia Sur. Informe inédito, 52 pp., 12 mapas. Comodoro Rivadavia. Chubut.
- Villalba, E.G., 1983. Geología de la margen sur de La Salina, Departamento Languiño, provincia del Chubut. Trabajo final de licenciatura, inédito. Biblioteca de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.
- Vizán, H., R. Alberti, P. Revol, E. Conti y J. Spikermann, 1996. Geología del extremo septentrional de la sierra de Tecka (Chubut). Nueva interpretación para la estratigrafía del área de Ap Iwan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 51(4): 365-377. Buenos Aires.
- Volkheimer, W., 1964. Estratigrafía de la zona extraandina del Departamento de Cushamen (Chubut) entre los paralelos 42° y 42° 30' y los meridianos 70° y 71°. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 19(2): 85-108. Buenos Aires.

Recibido en octubre de 2003

Validado en noviembre de 2009