

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Ciencias Geológicas



Trabajo Final de Licenciatura

**Geomorfología y Peligros Geológicos en las márgenes
de los lagos Huechulafquen, Paimún y Epulafquen,
Parque Nacional Lanín, Provincia de Neuquén.**



**Autor: Christian A. Mancino
Director: Eduardo C. Malagnino
Co-Director: Alberto T. Caselli**

2007

Índice

RESUMEN.....	1
1) INTRODUCCIÓN.....	2
1.1 Objetivos.....	2
1.2 Metodología de trabajo.....	3
2) CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE TRABAJO.....	5
2.1 Ubicación y vías de acceso.....	5
Mapa de ubicación.....	6
2.2 Hidrografía.....	7
2.3 Clima.....	8
2.4 Flora.....	13
2.5 Población.....	16
3) GEOLOGÍA.....	19
Cuadro estratigráfico.....	19
3.1 Formación Huechulafquen.....	20
3.2 Formación Auca Pan.....	21
3.3 Formación Chimehuin.....	23
3.4 Formación Aseret.....	24
3.5 Formación Tipilihuque.....	25
3.6 Formación Huechulafquen.....	26
3.7 Drift Los Helechos I y II.....	26
Drift Los Helechos I.....	27
Drift Los Helechos II.....	28
Perfil transversal sobre morenas pleistocénicas.....	30
3.8 Volcán Lanín.....	31
Unidad Lanín 1.....	32
Unidad Lanín 2.....	32
Unidad Lanín 3.....	33
Unidad Lanín 4.....	35
Depósitos Conos Paimún.....	35
3.9 Drift Rucu Leufú.....	36
3.10 Depósitos de remoción en masa.....	37
3.11 Drift El Saltillo.....	40
3.12 Depósitos Cono La Angostura.....	42
3.13 Depósitos Conos El Arenal.....	43
3.14 Basaltos y Tefras del Escorial.....	45
3.15 Depósitos Aluviales y Coluviales.....	46
3.16 Depósitos Litoral-Lacustre.....	47
4) ESTRUCTURA.....	49
5) GEOMORFOLOGÍA.....	52
5.1 Descripción general (Caracterización general del relieve y geoformas).....	52
5.2 Geomorfología de origen Glacial.....	54
5.2.1 Geoformas de acumulación.....	54
5.2.2 Geoformas de erosión.....	59

5.3 Geomorfología de origen Volcánico.....	62
5.3.1 Geoformas de acumulación.....	62
5.4 Geomorfología de origen gravitatorio.....	64
5.4.1 Geoformas de acumulación.....	64
5.5 Geomorfología de origen Fluvial.....	67
5.5.1 Geoformas de acumulación.....	67
5.6 Geomorfología de origen litoral lacustre.....	68
6) EVOLUCIÓN PALEOGEOMORFOLÓGICA.....	73
7) PELIGROS GEOLÓGICOS.....	80
7.1 Asentamientos Humanos del área de estudio.....	81
7.2 Peligrosidad debido a procesos exógenos.....	84
7.2.1 Remoción en masa.....	84
7.2.2 Fluvial.....	91
7.3 Efectos de los procesos de remoción en masa y procesos fluviales a la infraestructura.....	91
7.4 Peligrosidad debido a procesos endógenos.....	92
7.4.1 Vulcanismo.....	92
8) CONCLUSIONES.....	96
9) BIBLIOGRAFÍA.....	99
 ANEXOS.....	 106
Mapas.....	107

Resumen

La cuenca del lago Huechulafquen, desde el Holoceno a la actualidad, presenta numerosos procesos de remoción en masa vinculados principalmente al volcán Lanín. Los volcanes de gran altura y de pendientes empinadas como el volcán Lanín, con abundante acumulación de nieve invernal sobre las laderas, seguida de precipitaciones líquidas intensas y la disponibilidad de material inconsolidado (piroclastos y till), favorecen la generación de flujos rápidos.

A fin de ampliar el conocimiento geológico de las unidades neógenas, de realizar un mapeo geomorfológico inexistente en el área de estudio, y con ello establecer los posibles peligros geológicos, fue elegida como objeto de estudio el área central del Parque Nacional Lanín. Para tal motivo se llevó a cabo una recopilación de los antecedentes bibliográficos; se interpretaron imágenes satelitales y fotografías aéreas; se realizó un viaje de campo donde se reconocieron los procesos geomorfológicos y la geología; y se elaboró, interpretó y editó toda la información obtenida. Finalmente, se realizaron los siguientes mapas temáticos: Geológico (1:70000), Geomorfológico (1:70000), de Estructuras (1:125000) y de Infraestructura y Asentamiento Humanos (1:125000). A partir de éstos se obtuvo el mapa de Peligrosidad a la Remoción en Masa.

Este estudio permitió identificar nuevos depósitos glaciales pleistocénicos (terrazza kame y morena antigua basal), se redefinió y reagrupó a las Formaciones Collun-co y Los Helechos, proponiendo tentativamente dividirlos en por lo menos dos unidades que reflejen una misma historia glacial (Drift Los Helechos I y Drift Los Helechos II). Se definieron nuevos depósitos neoglaciales (Drift Rucu Leufú y Drift El Saltillo) los cuales se reagruparon y se ubicaron mediante una cronología relativa. Se describieron los depósitos ubicados en los valles de los arroyos El Saltillo, del Salto, Rucu Leufú, Raquitué y Hueyeltué, interpretados como flujos rápidos.

En base a lo observado, se determinó que los procesos de remoción en masa junto a los procesos volcánicos son los principales factores de peligrosidad geológica en el área de estudio. El mayor grado de peligrosidad está vinculado al volcán Lanín. Se identificaron los siguientes peligros a la remoción en masa: 1) flujos rápidos, 2) deslizamientos, 3) caída de rocas y, 4) aludes. Los factores naturales que desencadenan los procesos de remoción en masa son: la precipitación, la pendiente, la litología y la orientación de la estructura. Se identificaron los siguientes peligros volcánicos: 1) lahares, 2) caída de piroclastos y dispersión de ceniza, 3) el colapso parcial de parte del edificio, 4) flujos y oleadas piroclásticas, 5) apertura de cráteres laterales y generación de explosiones dirigidas (blasts) y, 6) coladas lávicas.

1. INTRODUCCIÓN

El presente trabajo constituye el Trabajo Final de Licenciatura de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires. Para ello fue elegida como objeto de estudio el área central del Parque Nacional Lanín a fin de realizar un mapeo geomorfológico y un estudio de los posibles peligros geológicos presentes en el área de estudio, información que no había sido generada hasta el presente.

Esta zona se eligió debido a que la misma está incluida geográfica y temáticamente dentro del marco del Programa N° 5 (convenio Administración de Parques Nacionales-UBA) “Estudio Volcanológico y Análisis de la Peligrosidad del Volcán Lanín, Parque Nacional Lanín, provincia de Neuquén”, dirigido por el Dr. Alberto T. Caselli. Junto con este trabajo, y otro a realizar en la zona contigua al área de estudio que abarcará geográficamente al volcán Lanín, quedará relevada gran parte de la cuenca del lago Huechulafquen.

El trabajo en sí se encuentra dividido en dos partes. La primera es fundamentalmente un estudio geológico y geomorfológico orientado a establecer los procesos geomórficos actuantes en el área involucrada, a fin de contribuir con los estudios de peligrosidad. Así mismo, la información aquí brindada forma parte de las condiciones naturales de base necesarias para la realización de los estudios de peligro geológico, los cuales son encarados en forma directa en la segunda parte del trabajo. En esta última, se analizan los distintos factores naturales que determinan el grado de peligrosidad de la remoción en masa.

1.1 OBJETIVOS

- Ampliar el conocimiento geológico de las unidades neógenas presentes en el área de estudio.
- Reconocer las unidades geomórficas y elaborar un mapa geomorfológico.
- Desarrollar un modelo de evolución paleogeomorfológico
- Determinar las condiciones naturales de base que dan lugar a la presencia de peligros geológicos.

- Determinar el grado de peligrosidad que presenta la zona Huechulafquen del Parque Nacional Lanín por los eventos de la remoción en masa.
- Elaborar una cartografía temática orientada a la zonificación de áreas de peligro, debida a los efectos de la remoción en masa, a fin de contribuir con el ordenamiento territorial y el uso del suelo.

1.2 METODOLOGÍA DE TRABAJO

La realización del presente trabajo constó esencialmente de tres etapas. En la primera, se llevó a cabo una recopilación de los antecedentes bibliográficos disponibles. Al mismo tiempo, se realizó un trabajo de análisis e interpretación de imágenes satelitales y de fotografías aéreas en pares estereoscópicos. Para el reconocimiento general del área y sus alrededores se utilizaron imágenes satelitales LANDSAT TM, ASTER, imágenes obtenidas a través del programa Google Earth y las hojas topográficas obtenidas en el Instituto Geográfico Militar (IGM) de los años 1934/35/36/43, escala 1:50.000. En tanto que para los estudios de detalle fueron utilizadas las fotografías aéreas del año 1964, escala 1:50.000 realizadas por el IGM.

En la segunda etapa se llevó a cabo el estudio de campo que tuvo lugar entre los días 12 y 21 de Abril del 2006. Durante el mismo se reconocieron y ubicaron las distintas unidades geológicas aflorantes. Se corroboró el mapeo geomorfológico preliminar realizado durante la primera etapa y se efectuaron las correcciones pertinentes. Empleando brújula y cinta métrica se realizaron perfiles estratigráficos y se posicionaron con GPS los puntos geográficos para la georeferenciación de los mapas. El trabajo de campo además incluyó tareas de reconocimiento y evaluación de las áreas pobladas potencialmente vulnerables a los procesos geomórficos activos. Para ello se evaluaron las actividades llevadas a cabo por el hombre, especialmente en los lugares donde se desarrollan esas actividades. Para esta etapa fue de gran importancia el intercambio de información que se mantuvo con los habitantes del Parque como así también con los Guardaparques, que brindaron valiosos testimonios.

La tercera y última etapa consistió en la elaboración, interpretación y edición de todo el material recolectado en el campo junto con la bibliografía consultada. La

información obtenida y elaborada fue volcada en distintos mapas temáticos a escala 1:70.000. La base de mapeo utilizada fue la imagen satelital LANDSAT TM para evitar las posibles distorsiones que se pueden producir en las fotos aéreas no restituidas. Para la base cartográfica se usaron las respectivas hojas topográficas.

Finalmente, con toda la información geológica y geomorfológica interpretada y editada, se procedió a la evaluación de los peligros geológicos, obteniéndose a través de la misma una serie de mapas temáticos, los cuales se detallan en este trabajo.

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE TRABAJO

2.1 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

El sector seleccionado para el presente estudio abarca parte de la zona centro del Parque Nacional Lanín (Área Huechulafquen), dentro de la Provincia de Neuquén, República Argentina. El área analizada está delimitada entre los paralelos S 39°40'00'' y S 39°50'23''; y entre los meridianos W 71°39'45'' y W 71°11'45''. La superficie que abarca la zona de estudio es de aproximadamente unos 720 km² (ver Mapa de ubicación).

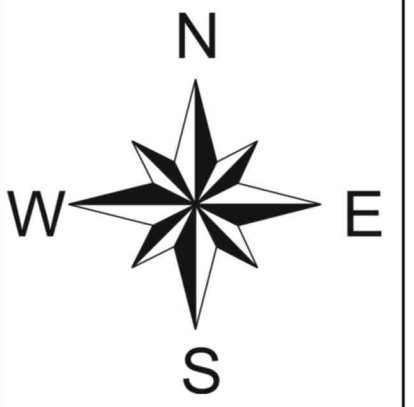
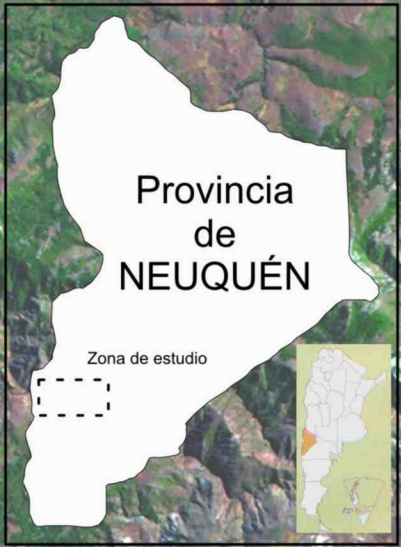
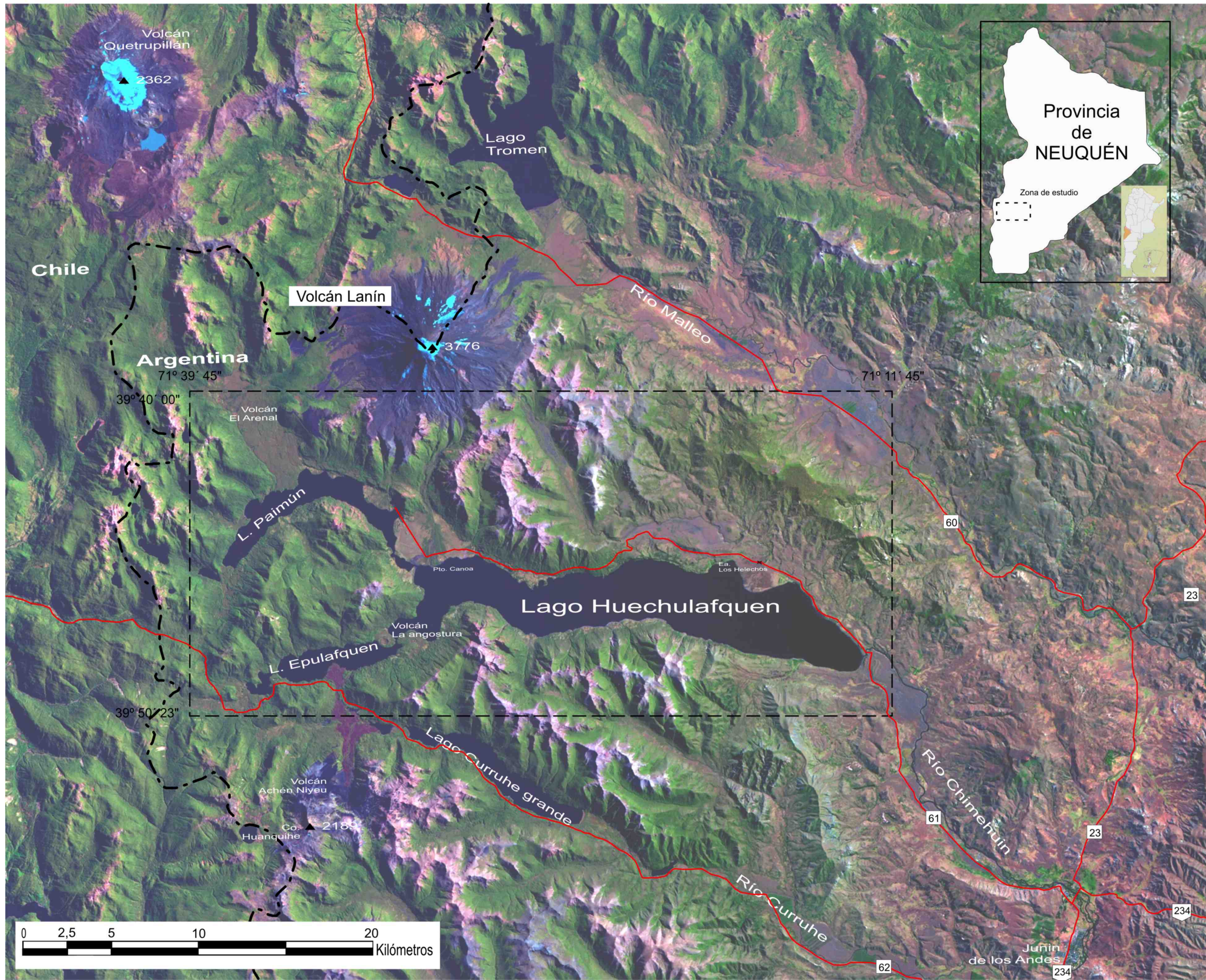
En 1937 el único camino existente que comunicaba el área de estudio con centros poblados, se encontraba hasta el actual casco de la estancia Los Helechos. A partir de allí solo se podía transitar a caballo para poder acceder a la zona. Recién en 1944 llegó la empresa Orcades con gran cantidad de maquinarias, tractores y obreros que procedían de Chile. Esta empresa comenzó con la eliminación de árboles y la construcción del camino que en un futuro sería la ruta provincial 61 (Acosta *et al.*, 2000).

Hoy en día, se accede al área de estudio por la ruta provincial 61 (enripiada) que recorre en dirección este-oeste acompañando en toda su margen norte al lago Huechulafquen. Tras recorrer 26 km desde el cruce con el río Chimehuin se accede a Puerto Canoa donde se encuentra un muelle, un puesto de la Prefectura Naval Argentina, una zona de camping con sectores de playa y un restaurante. Desde Puerto Canoa, a 10 km, se arriba al final del trazado de la ruta.

Por la ruta provincial 62 (enripiada) se puede acceder a la fracción suroeste del área de estudio donde la ruta bordea las márgenes sur de los lagos Epulafquen y Carilafquen. Continuando por esta ruta luego de pasar por las aguas termales de Epulafquen se accede al paso internacional Carririñe.






Otros caminos secundarios de tierra y ripio recorren la zona de estudio, comunicando las distintas viviendas rurales, que son de vital importancia para las comunidades que habitan en el P.N. Lanín.

La ciudad más cercana ubicada fuera del área de estudio es Junín de los Andes. Se



Mapa de ubicación

Referencias

-  Área de estudio
-  Límite Internacional
-  Ruta Nacional
-  Ruta Provincial
-  ▲ 3776 Cota m.s.n.m.

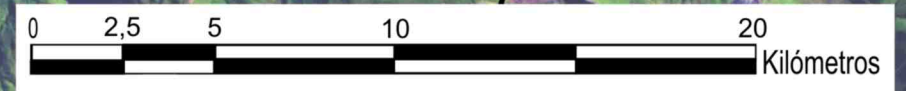


Imagen: LANSAT TM

encuentra situada en el valle del río Chimehuin a 52 km de Puerto Canoa y a 26 km aguas abajo de la intersección de la ruta provincial 61 con dicho río.

2.2 HIDROGRAFÍA

Los elementos hidrográficos dominantes son los lagos de origen glacial. Los más importantes son los lagos Huechulafquen, Paimún y Epulafquen, los cuales forman una “Y” acostada. El lago Huechulafquen constituye la base de la horqueta y, los otros dos lagos, los ramales. Además, en el sector de la frontera, fuera de la zona de estudio, hay numerosos lagos (*tarn*), todos de pequeña superficie que ocupan el circo glaciario o forman lagunas en rosario.

El lago más amplio es el lago Huechulafquen, de 25,9 km de largo, un ancho máximo de 4,8 km y una superficie de 141,6 km², una profundidad máxima sin determinar y una profundidad media de 142 m. Sus costas son bastante regulares con una longitud de 68 km, presentando pocos cabos y bahías. Desagua en su sector sudeste por medio del río Chimehuin. Se comunica con los lagos Paimún y Epulafquen por medio de angosturas.

El lago Paimún es el ramal septentrional y tiene una superficie de 29,2 km², con un largo de 14,6 km y un ancho máximo de 2 km. Su forma es la de un semicírculo. Su costa septentrional presenta una serie de cabos y bahías de poca importancia, pero que interrumpen la regularidad; en cambio, su costa austral es mucho más regular.

Los lagos Epulafquen y Carilafquen están comunicados entre sí por un curso de poca longitud, tienen en conjunto una superficie de 11,7 km². El nivel del lago Epulafquen se encuentra 10 m por debajo del nivel del lago Carilafquen. Las costas del lago Epulafquen son bastante regulares, con excepción del tramo próximo a la angostura, margen septentrional, donde se observa un amplio cabo, precisamente en la angostura. Su dirección es prácticamente nordeste-sudoeste.

Se considerarán en primer término los afluentes del lago Paimún, para luego mencionar los del lago Epulafquen y finalmente, los del lago Huechulafquen y los del río Chimehuin.

El río Paimún es el más importante, sus cabeceras están en la ladera occidental del volcán Lanín, en el rincón noroeste avenado por el río Blanco. En el extremo sudoeste del lago Paimún desemboca el arroyo Burriquete, desagüe de la laguna Chica, y que a su vez es alimentada por otros arroyos. Otros tributarios del lago Paimún que deben citarse son los arroyos del Salto, El Saltillo, Caquituco y Commonpulli, todos de régimen permanente por su margen septentrional, y los arroyos Ecufoé y Rimeco, también de régimen permanente por su margen austral.

El lago Epulafquen está unido al lago Carilafquen por el arroyo del Pesquero, curso de agua de unos 600 m de longitud. El lago Carilafquen recibe las aguas del río Ocon, de régimen permanente, que desagua el sector entre los cerros Ocon y Lipinza, al oeste del área de estudio. El lago Epulafquen tiene como afluente el arroyo del Escorial, importante curso de agua que desagua el lago Curruhué Grande, al sur del área de estudio.

El lago Huechulafquen recibe las aguas de numerosos tributarios, en su mayoría de poca importancia, pero se destaca el arroyo Blanco o Hueyeltué, por su caudal y por su longitud, esta última superior a los 30 km. Desagua el sector al sur de la Sierra de Mamuil Malal y ladera sudeste del volcán Lanín. Otros afluentes de menor importancia son los arroyos Rucu Leufú y Raquitué, ambos en su margen septentrional. Los tributarios por su margen austral son escasos y de reducido caudal, pudiéndose mencionar el arroyo Metrenco.

El río Chimehuin es el más importante en el este del área de estudio. Tiene sus cabeceras en el lago Huechulafquen, dirigiéndose primero hacia el sud-sudeste para luego girar hacia el sur. El río Chimehuin, importante curso de agua dentro de la región, es el desagüe del lago Huechulafquen, y a su vez de los lagos Paimún y Epulafquen.

2.3 CLIMA

La Provincia de Neuquén se encuentra relativamente alejada de la costa atlántica y aislada del Pacífico por los Andes. Esto, combinado con el generalmente predominante flujo del Oeste, hace que esta provincia presente el mayor grado de continentalidad de la Patagonia, es decir amplio rango diurno y anual de la temperatura.

El clima es de dos tipos: de montaña, correspondiente a altitudes inferiores a 3000 m y de altitud, correspondiente a altitudes superiores a 3000 m (SMN, 2006). Está dominado por el Anticiclón del Pacífico, la barrera orográfica que forma la Cordillera de los Andes, la alta temperatura y la menor presión en las partes bajas. El mecanismo es el siguiente: el viento del oeste llega cargado de humedad desde el océano Pacífico y a medida que se va encontrando con los distintos cordones montañosos del límite y serranía más orientales, convierte esa humedad en lluvias y nevadas. El viento, a medida que avanza, gana en temperatura y, a medida que penetra en el antepaís, va produciendo su desertización, pues favorece la evaporación de la escasa cantidad de agua disponible en el mismo, en estas condiciones es muy baja la probabilidad de que se formen en verano nubes de lluvia en el sector Oeste. En otoño-invierno, cuando bajan las temperaturas, las precipitaciones se producen con mayor frecuencia en el territorio neuquino produciendo nevadas, lluvias, niebla, etc.

La presencia de los lagos en el área de estudio y de otros aún mayores en las vecindades inmediatas hacen de reguladores climáticos locales.

Dentro de la zona de estudio, se pudieron recopilar los datos de dos estaciones pluviométricas, una ubicada en la costa norte del lago Huechulafquen a metros del arroyo Raquitué y la otra, en el puesto La Unión, en la unión de los lagos Paimún y el lago Huechulafquen. También se disponen de los datos pluviométricos de un totalizador ubicado en la margen oriental del lago Tromen, fuera del área de estudio distante unos 20 km, al noreste de Puerto Canoa. El totalizador dará una idea aproximada de las variaciones de la precipitación anual en un período de 22 años. Los datos de temperatura corresponden a la zona del lago Epulafquen y fueron obtenidos de Risso (1977).

Precipitaciones: Las precipitaciones en la cuenca del lago Huechulafquen presentan un gradiente longitudinal importante producto de la influencia de la cordillera de los Andes, la cual produce en el extremo oeste lluvias por 3500 mm anuales mientras que en el extremo este (naciente río Chimehuin), lluvias de solo 1000 mm anuales aproximadamente. Además del gradiente longitudinal existe un gradiente altitudinal que determina secundariamente la distribución de las lluvias.

Las precipitaciones son predominantemente invernales. Los mayores registros se verifican en los meses de mayo a agosto, resultando mayo el mes pico (Fig. 2-1, 2-2 y 2-3). Las nevadas se producen de mayo a octubre con probabilidad de heladas todo el año.

No solo existen estas variaciones mensuales, ya que se registran variaciones anuales. Este es el caso del período transcurrido entre los años 1945 y 1951, los cuales se duplicaron con respecto a otros años (Fig. 2-4).

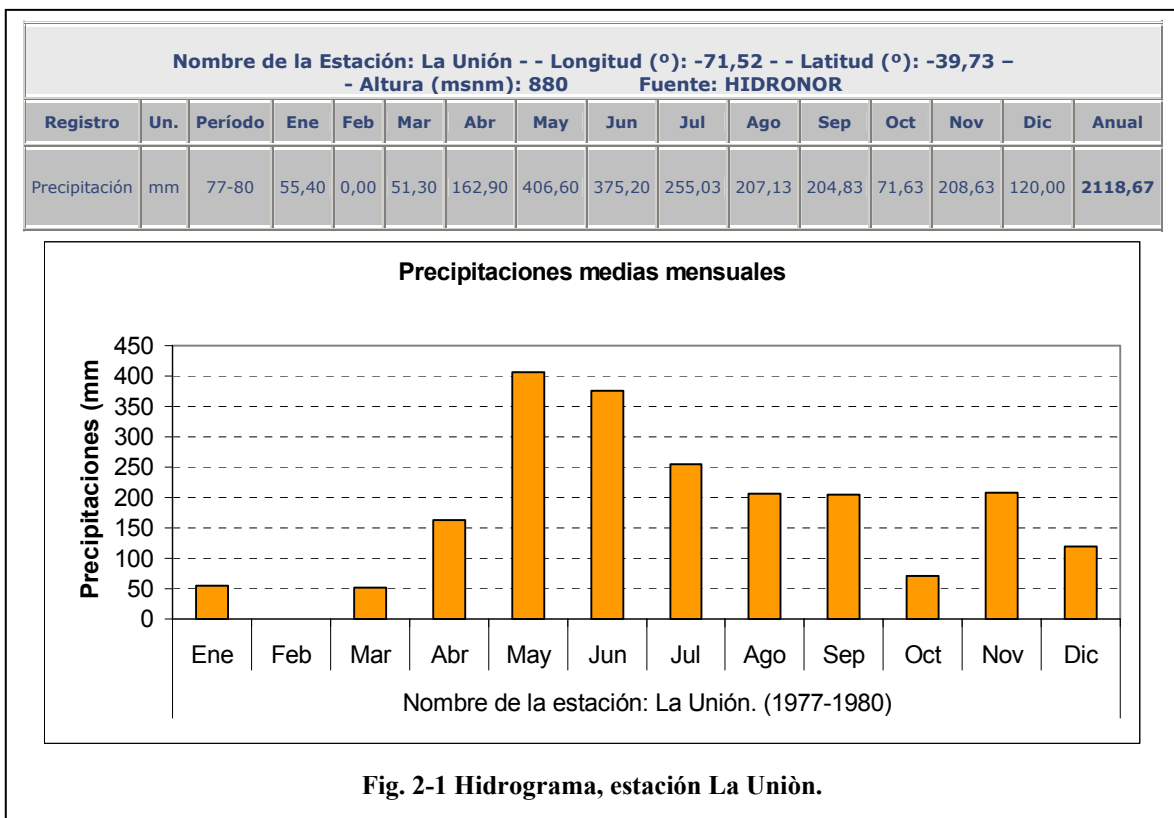


Fig. 2-1 Hidrograma, estación La Unión.

Nombre de la Estación: Lago Huechulafquen - - Longitud (°): -71,37 - - Latitud (°): -39,75 - Altura (msnm): 900 Fuente: HIDRONOR															
Registro	Un.	Período	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Anual
Precipitación	mm	78-80	26,50	118,87	50,03	110,80	344,10	236,17	259,23	193,57	144,20	162,17	125,77	88,23	1859,63

Nombre de la Estación: Lago Huechulafquen - - Longitud (°): s/d - - Latitud (°): s/d - - Altura (msnm): s/d Fuente: S.M.N.															
Registro	Un.	Período	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Anual
precipitación	mm	21-50	6	79	130	278	347	342	274	257	128	165	124	87	2217

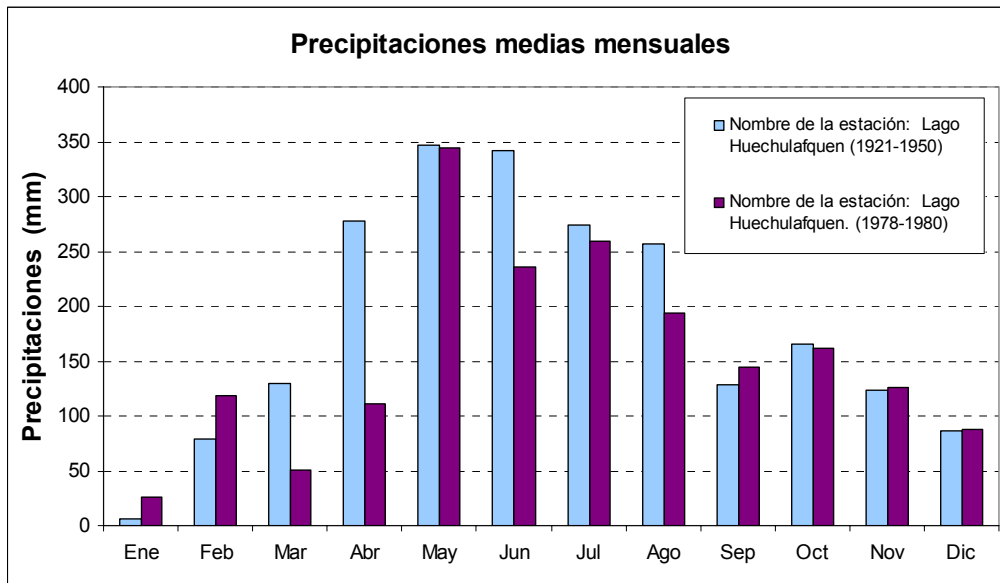


Fig. 2-2 Hidrograma, estación Lago Huechulafquen.

Nombre de la Estación: Lago Tromen - - Longitud (°): -71,47 - - Latitud (°): -39,57 - - Altura (msnm): 1125 Fuente: HIDRONOR															
Registro	Un.	Período	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Anual
Precipitación	mm	74-81	84,67	89,73	47,86	140,46	409,13	259,57	98,00	265,60	141,60	156,80	194,60	56,28	1944,30

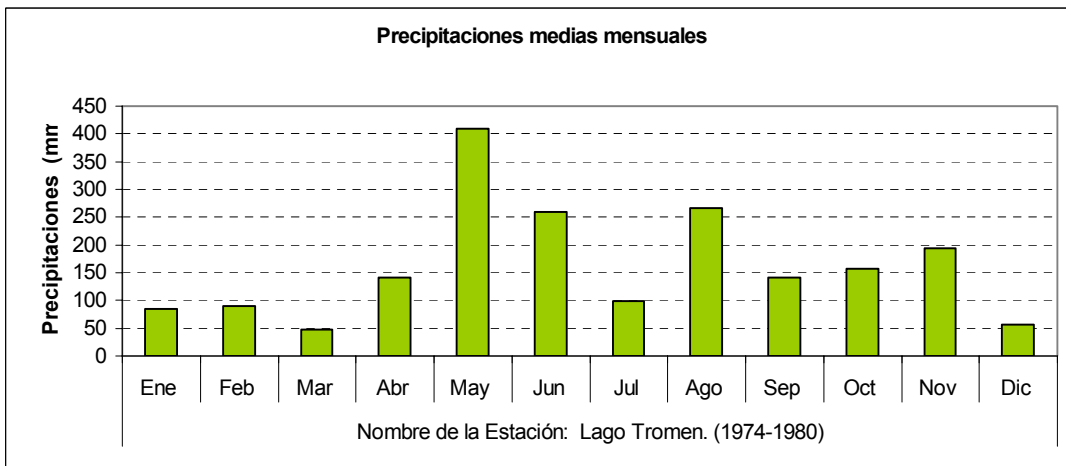
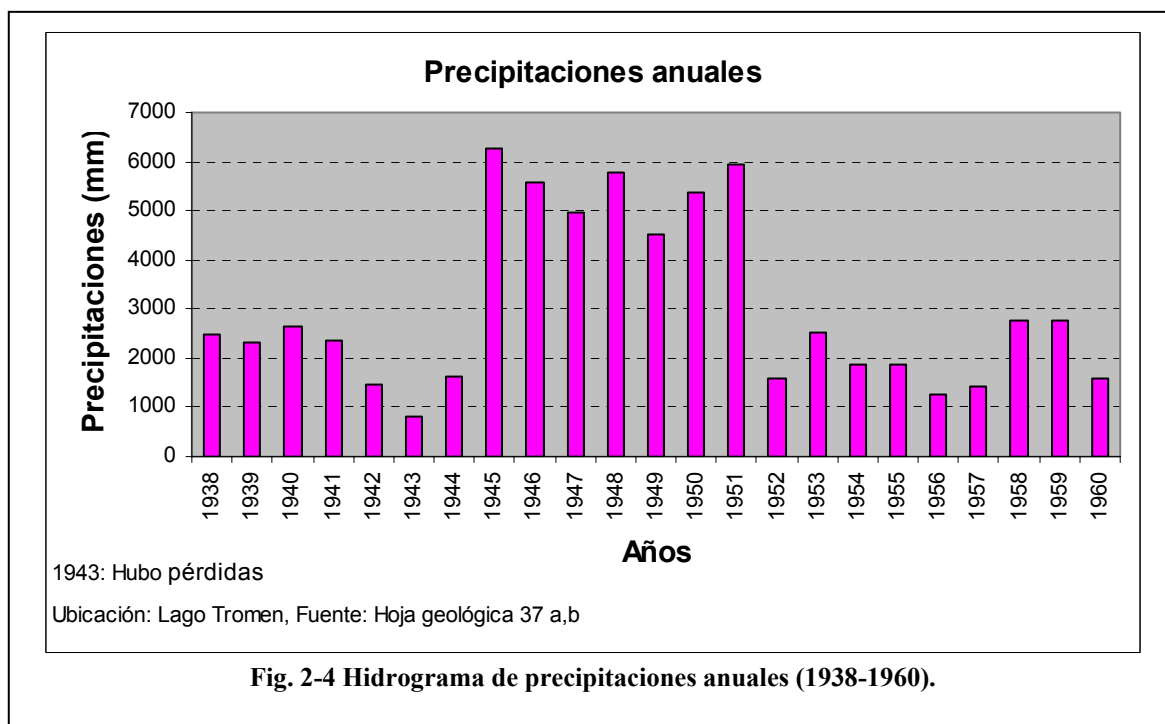


Fig. 2-3 Hidrograma, estación Lago Tromen.



Temperatura y humedad: Las temperaturas medias son de 4,1 °C en invierno y de 20,1 °C en verano. La Humedad media relativa varía entre 60% y 85%.

Existen además, datos promedios de temperaturas y humedad para diferentes meses del año (citado por Risso, 1977), (Tabla 2-1).

Tabla 2-1. Valores de temperatura (°C) y humedad (%) para enero, abril, julio y octubre.

	Enero	Abril	Julio	Octubre
Temp. media (°C)	18	10	3,5	10,5
Temp. máx. media (°C)	26	17	8,5	17,5
Temp. mín. media (°C)	6	1	1	1,5
Humedad (%)	50	67	78	61

Viento: Los vientos predominantes, tanto en invierno como en verano, provenientes del cuadrante oeste, se caracterizan por su permanencia y sus ráfagas que a veces superan los 100 km por hora. Existen además, vientos locales llamados puelche

provenientes del sector este. Es de notar que las tormentas eléctricas (truenos y relámpagos) son muy pocos frecuentes en esta zona y, en todo caso, se limitan a los meses de verano, siendo muy contadas en invierno.

El análisis del clima y la vegetación es importante para explicar las geoformas de esta parte del territorio. Los factores meteóricos actúan como agentes erosivos y modeladores del relieve, mientras que la vegetación actúa como cubierta protectora de los suelos.

2.4 FLORA

La zona de estudio se encuentra altamente vegetada, presenta tanto variaciones longitudinales (oeste–este), como altitudinales (900 – 3.776 m.s.n.m). Longitudinalmente, varía gradualmente disminuyendo su densidad hacia el este. Altitudinalmente, el cambio es mas abrupto marcado por la línea de nevé, situada a una cota aproximada de 1.800 m.s.n.m., por arriba de esta cota la vegetación desaparece abruptamente quedando el suelo desprovisto de cobertura vegetal.

El clima, en particular las precipitaciones, es uno de los factores determinantes de la variación de las formaciones vegetales naturales. En una franja oeste-este de aproximadamente 60 km de ancho, se observan como el bosque Andinopatagónico pasa a un pastizal patagónico subandino y a una estepa arbustiva Patagónica árida.

El bosque Andinopatagónico se extiende desde la serranía del límite internacional hacia el este hasta el extremo oriental de los grandes lagos, coincidiendo con el sector lluvioso. Desde esta línea hacia el este, el bosque comienza a ralearse más, manteniéndose en los valles transversales.

Entre los árboles predomina el Pehuén o pino (*Araucaria araucana*), que en la parte alta se suele presentar en una comunidad casi pura, como se observa en el tramo superior del arroyo Rucu Leufú. Se encuentra asociado también con otras especies como el Ñire (*Nothofagus antártica*), la Lengua (*N. pumilio*), el Coihue (*N. dombeyi*) y el Raulí (*N. nervosa*). El sotobosque está integrado por Coligue (*Chusquea coleii*), Calafate (*Berberis buxifolia*), Grosellero (*Ribes magellanicum*), Amancay (*Aistroemeria aurantiaca*), etc.

Otros árboles que se presentan son los siguientes: Roble (*Nothofagus obliqua*), Cedro (*Pilgerodendron uviferum*), Ciprés (*Libocedrus chilensis*), Radal (*Lomatia hirsuta*), Maitén (*Maytenus boaria*), etc.

Los árboles se encuentran hasta una altura de aproximadamente 1.800 m.s.n.m.. Por encima de ese límite de bosque sólo crecen gramíneas, plantas en cojín y arbustos bajos.

Los gradientes climáticos producen un importante recambio de especies (flora y fauna) en el sentido latitudinal, longitudinal y altitudinal.

La distribución de las especies responde a sus requerimientos ecofisiológicos y está determinada por las innumerables variantes o combinaciones de factores interrelacionados como el clima regional, suelos, exposición, altitud, etc., y la incidencia de disturbios alogénicos (naturales o antrópicos). Entre estos últimos puede citarse a los deslizamientos, erupciones volcánicas, incendios forestales, desmontes para usos agrícolas o reemplazo por especies forestales exóticas, etc.

En el cuadro siguiente se detallan las especies arbóreas de mayor abundancia relativa que existen en esta región (APN, 2006):

Raulí - *Nothofagus nervosa*.

Distribución: 39°20' a 40°34' lat Sur. En Argentina se encuentra solo en la provincia de Neuquén siendo el Parque y Reserva Nacional Lanín la única área del Sistema Nacional de Áreas Protegidas que la contiene.

Ocupan zonas de media ladera con buena disponibilidad de humedad prefiriendo los faldeos de exposición sur, por lo general entre 800 y 1.000 m.s.n.m. Aparece generalmente asociada al Roble pellín o Coihue. En su estadio juvenil puede desarrollar en condiciones de competencia por la luz.

Árbol caducifolio de copa angosta que en medios propicios alcanza los 35 m de altura y diámetros cercanos a 1,5 metros. Exhibe una corteza fisurada pardo grisácea en un fuste recto y largo. Se colorea de un tono rojizo en otoño.

Coihue - *Nothofagus dombeyi*.

Distribución: 38°30' a 44°25' lat S. Desde Neuquén hasta Chubut, también en Chile.

Como especie dominante forma bosques densos puros prefiriendo pendientes suaves y de exposición sur, desarrolla en sitios muy húmedos y de buen suelo, lindera a cursos o espejos de agua. En Mapuzungun (lengua mapuche): co, agua; hue, lugar. Lo puede acompañar un sotobosque denso de caña Colihue.

Es un árbol perennifolio de gran fuste que puede superar los 45 m de altura llegando a 3 m de diámetro.

Lenga - *Nothofagus pumilio*.

Distribución: 36°50' a 55°03' lat S. Desde Neuquén hasta Tierra del Fuego; también en Chile.

Se desarrolla en los estratos altitudinales superiores teniendo una gran tolerancia al frío. Es una especie longeva que se desarrolla como árbol y también arbusto achaparrado. En la región norte de los bosques andino patagónicos, se lo encuentra entre los 900 a 1800 m.s.n.m. donde forma lengales puros con un sotobosque limpio o asociaciones con Pehuén con sotobosques de caña Colihue impenetrables. En el extremo superior adquiere formas achaparradas que apenas superan el metro de altura.

El porte del árbol puede superar los 30 m con diámetros mayores a 1,5 metros. La corteza es grisácea y con grietas longitudinales al traspasar el estado juvenil. De follaje caducifolio, exhibe colores desde el rojo al amarillo en otoño.

Ñire - *Nothofagus antártica*.

Distribución: 36°50' a 55°03' lat S. Desde Neuquén hasta Tierra del Fuego, también en Chile.

Dada su buena adaptación al frío extremo ocupa, por lo general, fondos de valles (efecto de inversión térmica) donde forma densos bosques casi puros o ñirantales. Se lo encuentra también en faldeos expuestos donde tiende a achaparrarse y en la transición a la estepa.

En la zona, como árbol puede alcanzar alturas de entre los 5 y los 8 m con una corteza muy agrietada. Presenta hojas caducas que colorean de rojo púrpura a anaranjado en otoño.

Pehuén o araucaria - *Araucaria araucana*.

Distribución: 37°45' a 40°20' lat S. Neuquén y Chile.

Se adapta a un rango amplio de condiciones climáticas, en algunos casos limitantes para el desarrollo de otras especies; puede crecer en zonas húmedas o de gran altitud. Por lo general se ubica entre los 900 y 1800 m.s.n.m y su explotación está prohibida. Es una conífera dioica de crecimiento lento, puede superar los 1500 años y alturas de 30 m, crece formando bosques puros (densos o abiertos) y mixtos con lenga, ñire o roble pellín. Su corteza es gruesa y al agrietarse forma placas de más de 15 cm de espesor.

Comunidades y especies de valor especial

Los bosques del Parque y Reserva Nacional Lanín son muy valiosos desde el punto de vista de la conservación. En efecto, los únicos bosques de Pehuén que se encuentran en el sistema nacional de áreas protegidas son los del Parque y Reserva Nacional Lanín. Lo mismo ocurre con los bosques de Roble pellín y Raulí. Con respecto al Raulí, la importancia del Parque para su conservación es aún mayor ya que se trata de una especie con distribución muy restringida en el país y la totalidad de su rango de distribución en Argentina. Además de las especies arbóreas citadas anteriormente, el Parque Lanín alberga diversas especies herbáceas y arbustivas cuya distribución se encuentra comprendida en la zona noroeste de Neuquén, y que hasta el momento no han sido halladas en otras áreas protegidas nacionales.

2.5 POBLACIÓN

La cuenca del lago Huechulafquen, alberga a dos comunidades Mapuches (Cañicul y Raqitué) y una población no perteneciente a comunidades indígenas a orillas del lago Paimún. En el censo del año 2000 las comunidades Cañicul y Raqitué estaban integradas por 149 personas distribuidas en 25 poblaciones.

La composición general de la población de las Comunidades (Tabla 2-2) en la zona de estudio refleja que:

- Composición mayoritariamente joven de la población (48,5%).
- Disminución paulatina de la población en las distintas capas de edad a partir de los 20 años, por causas de emigración y defunción.
- Se destaca una disminución de la población más marcada a partir de los 30 años, situación vinculada con la emigración laboral de las Comunidades.

Tabla 2-2. Composición general de la población de acuerdo a la edad.

EDAD (años)	PERSONAS
0-9	21
10-19	39
20-29	26
30-39	15
40-49	11
50-59	12
60-69	14
70-79	8
80-89	3
Total	149
<u>Fuente:</u> Censo P. N. Lanín, febrero 2000.	

Las fuentes de ingresos de las poblaciones provienen de las principales actividades productivas: ganadera, forestal y turística, cuya producción está destinada al autoconsumo y a la comercialización de productos y servicios. El autoconsumo es una fuente de ingresos muy importante, a menudo subvalorada, ya que en la mayoría de los casos, constituye por lo menos la mitad de los ingresos de una población.

Las demás fuentes de ingresos provienen de los trabajos fuera de la población y de los subsidios, recalándose la característica precaria de la economía poblacional en todos

los casos. Los trabajos fuera de la población constituyen una fuente de trabajo e ingreso usualmente temporaria (APN, 1997).

Las construcciones que se encuentran en el área de estudio responden a variados destinos. Se destacan: viviendas rurales, casco de estancia, hosterías, servicios de acampe, escuela, puesto sanitario, seccional de guardaparques, destacamento de gendarmería, puesto de prefectura y una capilla.

3. GEOLOGÍA

En el siguiente cuadro se resume la geología del área.

EDAD		UNIDAD/LITOLOGÍA			
NEÓGENO	Holoceno	Actual	Depósitos litorales-lacustres <i>Arenas finas a gruesas, de color negro, monomícticas de roca volcánica.</i>	Depósitos aluviales y coluviales <i>Gravas, rodados, arenas y limos</i>	
		Reciente	Basaltos y Tefras del Escorial <i>Conos piroclásticos de los cuales surgen extensas coladas basálticas (52% SiO₂)</i>	Drift El Saltillo <i>Depósitos de Till</i> b) Dep. glacifluviales a) Dep. morénicos	
			Depósitos Conos El Arenal <i>Conos hidromagmáticos de los cuales surgen extensas coladas basálticas (52% SiO₂)</i>	Depósitos Conos Paimún <i>Conos piroclásticos cuales surgen coladas de composición basáltica (52% SiO₂).</i>	
			Depósitos Cono La Angostura <i>Cono hidromagmático compuesto por brechas, lapillis y tobas lapillíticas</i>	Depósitos de remoción en masa <i>Ortoconglomerados y Paraconglomerados</i> Drift Rucu Leufú <i>Depósitos de Till</i> b) Dep. glacifluviales a) Dep. morénicos	
	Pleistoceno	superior	Unidad Lanín 3 <i>Sucesiones de coladas basálticas y andesíticas (51% SiO₂)</i>		
			Unidad Lanín 2 <i>Coladas de composición basáltica y andesítico-basáltica (52-56% SiO₂)</i>	Drift Los Helechos II <i>Depósitos glacifluviales y glacialacustres, glaciectonizados</i>	b) Dep. glacifluviales a) Dep. morénicos
		medio	Drift Los Helechos I <i>Depósitos glacifluviales y glacialacustres, glaciectonizados</i>		
			Unidad Lanín 1 <i>Coladas dacíticas (63% SiO₂)</i>		
		inf.	Formación Hueyeltué <i>Efusiones de basalto olivínico</i>		
	Plioceno	sup.	Formación Tipilihueque <i>Coladas basálticas con intercalaciones de bancos tobáceos</i>		
		inf.	Formación Aseret <i>Andesitas</i>		
	Mioceno	Formación Chimehuin <i>Sedimentos tobáceos con intercalaciones de coladas basálticas.</i>			
	PALEÓGENO	Eoceno	Formación Auca Pan <i>Andesitas horblendíferas y tobas, con intercalaciones de bancos de brechas y aglomerados volcánicos. ("Serie Andesítica")</i>		
	CRETÁCICO	Inferior	Formación Huechulafquen <i>Granitoides (granitos, granodiorita, tonalitas) y migmatitas. Sedimentos metamorfizados con penetración ígnea</i>		

3.1 FORMACIÓN HUECHULAFQUEN (Turner, 1965a). *Cretácico inferior.*

Esta unidad, que es la de mayor extensión areal en la región de estudio, está integrada por **granitoides y migmatitas**. Turner (1965a, 1973) incluye en esta unidad a un complejo integrado por rocas eruptivas y por sedimentos metamorfozados con penetración ígnea, sin separar en el mapa geológico las rocas ígneas de las migmatitas.

La formación aflora en casi toda la margen sur del lago Huechulafquen y Epulafquen (Ver ANEXO, Mapa Geológico). Sobre la margen norte del lago Huechulafquen aflora entre el arroyo Rucu Leufú y el faldeo este del valle del arroyo Hueyeltué y además, conforma el afloramiento del cerro Litrán. En el sector occidental del área de estudio al oeste de la falla regional, aflora en gran extensión meridional.

Dentro de los granitoides se observa bastante variación, reconociendo granitos, granodiorita, tonalita, siendo el segundo el tipo litológico más importante en el área. En la ladera occidental del cerro Litrán, Turner (1973) describió una granodiorita hornblendífera, de grano mediano, de color gris rosado, integrada por granos subhedrales de feldespatos, de color blanquecino con tonalidades rosáceas, cuarzo hialino en menor proporción y pequeños prismas anfibólicos negros verdosos de distribución uniforme y en cantidad moderada. En el arroyo de las Tierras Coloradas, margen norte del lago Huechulafquen, reconoció una granodiorita biotítica hornblendífera, de color gris rosado, de grano mediano a fino, constituida por feldespatos de color rosado salmón, escaso cuarzo vítreo y abundantes biotita y hornblenda.

En la desembocadura del arroyo Rimeco (W 71°53'42''; S 39°43'50'') el afloramiento se encuentra diaclasado presentando tres juegos principales, un juego con dirección horizontal y otros dos verticales.

Diversos autores como Wehrli (1899), Martinez (1958), Bancharo (1957), Coco (1957) y Turner (1965a), asignaron al conjunto de granitoides una edad precámbrica superior o paleozoico inferior. Otros investigadores, presentaron otros puntos de vista, como Ljunger (1931) que las ubica en la denominada “serie Granodiorítica” al comienzo de la orogenia andina durante el Malm, o Groeber (1942) que relaciona estas plutonitas con los movimientos hercínicos.

De acuerdo a la relación estratigráfica, esta Formación se halla cubierta por rocas de la Formación Auca Pan, que según Turner (1965a) es de edad eocena. Sin embargo, en otras zonas sobre el río Catan Lil, arroyo Maitenes, fuera del área de estudio, la Formación Huechulafquen se halla cubierta por la Formación Aluminé, a la que Turner (1965a) le asignó una edad triásica. González Díaz y Nullo (1980) en un trabajo regional, asignaron a estos granitoides con escasa certeza al Carbonífero.

Dataciones radimétricas realizadas en el área de San Martín de los Andes, cercana al área de estudio, establecieron edades en el Carbónico-Pérmico (Toubes y Spikerman, 1973). Otras dataciones hechas en rubidio-estroncio (Parica, 1986) realizadas sobre un cuerpo granodiorítico hornblendífero a ambos lados del arroyo de Las Tierras Coloradas establecieron edades de 116 ± 12 Ma. Estudios más recientes de Munizaga *et al.* (1988) reportaron una edad de 94 ± 2 Ma (K-Ar en biotita), mientras Lara y Moreno (2004) reportaron una edad de 111 ± 4 Ma (K-Ar en anfíbol).

Lo indicado precedentemente abría un interrogante acerca de la posición estratigráfica de estos granitoides, posiblemente debido a la existencia de más de un evento magmático reunido dentro de una misma unidad. Teniendo en cuenta las dataciones efectuadas en dicha región, la edad de esta formación en la región homónima, (lago Huechulafquen), se las considera correspondientes al Cretácico inferior (International Stratigraphic Chart, 2004).

3.2 FORMACIÓN AUCA PAN (Turner, 1965a). *Eoceno.*

Las rocas que componen esta formación son **andesitas hornblendíferas y tobas**, con intercalaciones de bancos de brechas y aglomerados volcánicos, integrados por fragmentos de andesitas y cementados por material tobaceo, que por lo general son de coloración verdosa clara, adjudicadas en forma genérica a la “serie andesítica oligocena” y denominada como Chilelitense por Groeber (1955).

Según Turner (1965a, 1973) esta formación se apoya discordantemente sobre la Formación Huechulafquen. El espesor para esta unidad fue estimado por Turner (1965a, 1973) mayor a los 700 metros.

En el área de estudio se observan tres conjuntos de afloramientos de esta unidad. El primero aflora en la cumbre y en ambas laderas de la sierra de Mamuil Malal; el segundo se ubica al sur del lago Paimún, constituyendo una extensa área; y el tercero aflora al oeste del lago Epulafquen (Ver ANEXO, Mapa Geológico).

El primer afloramiento nombrado anteriormente, se halla localizado al sudeste del cerro Bayo (tramo septentrional de la Sierra de Mamuil Malal) y fue descritos por Turner (1965a, 1973) y designado como rocas andesitas o tobas andesíticas de color verdoso oscuro y textura porfirica. En la ladera sudeste del cerro Bayo, la andesita es de color gris violáceo claro y con fenocristales aislados, blanquecinos, tabulares, de feldespato y puntuaciones ferruginosas correspondientes a minerales máficos alterados. En la cumbre del cerro Áspero, el mismo autor caracteriza a una andesita con abundantes fenocristales tabulares de feldespato blanquecino o rosado amarillento de tamaño variable entre 0,5 y 5 mm, en una pasta verde negruzca.

El segundo, ubicado al sur del lago Paimún, en la terminación occidental del cerro Huemules, se presenta como andesitas augíticas, de textura porfirica, compuestas por pequeños cristales de feldespatos.

El tercero está localizado al oeste del lago Epulafquen, al NE del arroyo del Pesquero. Turner (1973) reconoció andesitas o tobas andesíticas, de textura porfirica, de color violáceo, que envuelve escasos fenocristales de feldespato y piroxenos. En el río Ocon, a unos 400 m aguas arriba de los Baños Epulafquen, el mismo autor describió una toba brechosa lítica, maciza, de coloración general gris verdosa clara cuyos clastos mayores, pueden alcanzar hasta tres centímetros. Estos clastos corresponden a fragmentos de rocas metamórficas (cuarcitas, filitas, etc.) o graníticas, de formas irregulares y subangulosas, clastos de cuarzo y feldespato envueltos a su vez por una pasta de grano fino.

La edad de esta unidad casi siempre se ha considerado del Paleógeno inferior, atribuyéndose por lo general al Oligoceno. Groeber (1955) asigna esta formación al Paleoceno alto y al Eoceno medio e inferior, mientras que Lara *et al.*, (2004) en un trabajo mas detallado, incluido en el área de estudio, la situó con poca certeza en el Cretácico Inferior debido a la intrusión de granitoides datado en 73 ± 3 Ma. Si bien Lara *et al.*, (2004)

mencionan la intrusión de granitoides (tonalitas anfibólicas) de la unidad Granitoides Paimún (Lara *et al.* 2004) (=Formación Huechulafquen), el contacto entre ambas unidades mapeadas por el mismo, es por falla, y la datación no correspondería a la intrusión. Además, esta unidad está relacionada, a escasos metros, con la unidad Tonalitas Las Peinetas datadas en 10 Ma. Por lo tanto, debido a que la unidad en cuestión se apoya en discordancia sobre la Formación Huechulafquen, en este trabajo se las considera Eocena, en coincidencia con Groeber (1955), Turner (1965a, 1973). Es posible que las intrusiones tonalíticas observadas por Lara *et al.*, (2004) correspondan a las Tonalitas Las Peinetas (10 Ma, Mioceno).

3.3 FORMACIÓN CHIMEHUIN (Turner, 1965a y b). *Mioceno.*

Esta formación está integrada por un conjunto de **rocas volcano-sedimentarias**. Corresponde a una sucesión de sedimentitas tobáceas, depósitos continentales (relleno de valles), con intercalaciones de coladas basálticas.

Esta unidad aflora en toda la margen oriental de la zona de estudio (Ver ANEXO, Mapa Geológico). Se apoya en discordancia sobre las rocas graníticas de la Formación Huechulafquen, en una zona cercana al área de estudio, y sobre las tobas andesíticas de la Formación Auca Pan. El espesor máximo medido de esta unidad es de 500 metros.

La sucesión sedimentaria de la unidad está constituida por tobas arenosas blancas con fragmentos pumíceos, groseramente estratificadas o sin estratificación, que hacia la parte superior pasan a areniscas tobáceas, bien estratificadas, conglomerados y bancos de toba dacíticas (Turner, 1973). Groeber (1947) dividió a esta formación en dos miembros (inferior y superior), e incluso opinó que entre ambos hay una discordancia (Groeber 1947, págs. 51). Turner (1973) no consideró dicha división debido a que no observó diferencias significativas. En un área cercana a la de estudio (Collón Curá), Gonzáles Díaz y Nullo (1980), tomando en cuenta las características litológicas y estructurales, correlacionaron las Formaciones La Pava y Collón Curá con el miembro inferior de la Formación Chimehuin; y el la Formación Río Negro (=Areniscas Azuladas, Galli, 1954) con el miembro superior. Los basaltos intercalados corresponderían con la Formación Rancahué.

Dentro de las tobas es bastante frecuente encontrar nidos fósiles de véspidos y

escarabeidos (Frenguelli, 1939), de formas esferoidales (4 a 5 cm de diámetro) y cilíndricas; las primeras corresponden a escarabeidos y las últimas a véspidos. No se hallaron fósiles semejantes a los coleccionados por Roth (1899) al sureste, en las márgenes del río Collón Curá (continuación austral del río Chimehuin) fuera del área de estudio.

La Formación Chimehuin está afectada por la intrusión de diques, en dos localidades mencionadas por Turner (1973). No se tiene la certeza de que estas rocas crucen únicamente a esta formación, es decir, que no atraviesen a elementos de entidades más modernas, ya que los diques desaparecen antes de llegar a un contacto.

Turner (1973) describió un dique constituido por andesita, maciza, compacta, de fractura subconcoidea, y pasta de color rosado ladrillo a rosado violado, que contiene pequeños fenocristales (0,5 a 1 mm) tabulares, de feldespato blanquecino, no abundantes; cristalitas negruzco o verdosos de minerales máficos de anfíbol. Esta ubicada a unos seis kilómetros al sur de la boca del río Chimehuin. Su rumbo es noroeste y tiene cinco metros de ancho. La edad de estas intrusiones no se puede determinar con ninguna certeza, solamente que son post-Formación Chimehuin.

La edad de esta formación considerada por Turner (1965a y b, 1973) es miocena.

3.4 FORMACIÓN ASERET (Turner, 1965a). *Plioceno inferior.*

Turner (1965a) reunió a una serie de **vulcanitas de composición andesítica** bajo este nombre formacional. Por sus relaciones de campo y su composición petrográfica corresponderían a la Andesita II de Groeber, que el mismo autor posteriormente denominó Huincanlitense (Groeber, 1946, pág. 179).

Esta Formación se encuentra representada en dos pequeños afloramientos en el sector occidental de la zona de estudio, entre los lagos Paimún y Epulafquen (Ver ANEXO, Mapa Geológico).

Son rocas con textura porfírica y de color gris plomo a gris oscuro en fractura fresca y rojizo en superficie, debido a la meteorización. Las andesitas que afloran en el cerro Huecuifa, Turner (1973) las describió en la base del afloramiento como rocas andesíticas de texturas porfíricas, de pasta muy fina, de color gris oscuro a negro con

pequeños fenocristales de feldespato y sin minerales máficos. Más arriba, en la cumbre, la andesita es augítica, de textura porfírica, formada por una pasta de color negro, muy compacta, que permite distinguir fenocristales tabulares de plagioclasa de hasta 2-3 mm de longitud, con un maclado polisintético.

La edad de esta erupción, de acuerdo con Turner (1965a, 1973), es pliocena.

3.5 FORMACIÓN TIPILIHUQUE (Turner, 1965a). *Plioceno superior.*

En esta unidad, Turner (1965a), agrupó a un conjunto de **vulcanitas pre glaciales**, cuyo espesor no es mayor a 20 a 30 metros.

Los afloramientos cubren una superficie reducida en la zona de estudio, y se observan coronando las alturas de los cerros Capaollanca, Colorado y de la Virgen, formando pequeñas mesetas con bardas (Ver ANEXO, Mapa Geológico). Esta entidad descansa en discordancia sobre las Formaciones Chimehuin y Auca Pan. Al este, fuera del área de trabajo, se apoya sobre las andesitas de las Formaciones Aluminé, sobre las rocas graníticas de la Formación Huechulafquen, y sobre los aglomerados de la Formación Rancahue.

Las rocas están integradas por coladas basálticas con intercalaciones de bancos tobaceos sólo excepcionalmente se encuentra una colada andesítica, ubicada en los cerros Santa Julia y Capaollanca. Esta Formación se considera equivalente al Basalto II, denominación propuesta por Groeber en 1929, y posteriormente cambiada por la de Coyocholitense (Groeber, 1946, pág. 179). Gonzáles Bonorino, (1944) la incluye en la Formación Chenqueniyeu.

En el cerro de la Virgen afloran basaltos, de color gris oscuro, con fenocristales aislados de olivina de 1 a 2 mm, de color verde amarillento, inmersos en una pasta de granulometría fina (Turner, 1973). Este autor, describió también, en el cerro Capaollanca, basaltos olivínicos, con abundantes vesículas alargadas y subhedrales, que indicarían cierta fluidalidad. La pasta se caracteriza por su aspecto moteado, resultante del entrelazamiento de minerales máficos negruzcos y feldespatos de color pardo violáceo. Las andesitas son rocas de color pardo rojizo y de fractura irregular. En el cerro Colorado,

Turner (1973), describió una toba de grano fino (menor de 0,5 mm), friable, de color pardo, presentando un aspecto vesicular e impregnaciones parciales de calcita y de óxido de hierro.

Inicialmente esta unidad fue atribuida al Plioceno por Groeber (1929 y 1946), y posteriormente este autor consideró que podría pertenecer al “Cuartario inferior, Eocuartario” (Groeber, 1955, pág. 259), ubicando a estas en el período interglacial Vallimanca-Colorado. Dataciones radimétricas realizada con posterioridad por González Bonorino (1974) arrojan una edad de $2,5 \pm 1$ Ma y $3,5 \pm 0,6$ Ma, quedando asignada al “Plioceno tardío” que correspondería al Placeniense (International Stratigraphic Chart, 2004).

3.6 FORMACIÓN HUEYELTUÉ (Turner, 1965a y b). *Pleistoceno inferior.*

Está compuesta por un conjunto de **efusiones de composición basáltica olivínica**, cuyo espesor es de unos 30 m, aproximadamente. Fue denominada como Basalto III por Groeber (1929), quien posteriormente la nombró Chapualitense inferior (Groeber, 1946, pág. 179).

En la zona de estudio aflora en el margen norte del lago Huechulafquen; este depósito se encuentra cubierto por till glaciario del Drift Los Helechos II y se apoya discordantemente sobre la Formación Tipilihuque (Ver ANEXO, Mapa Geológico).

Los basaltos son macizos, compactos, generalmente se presentan con textura porfírica, en la que se pueden observar aislados fenocristales de feldespato y olivina, inmersos en una pasta de grano fino a muy fino, de color gris oscuro a negro.

Groeber (1929) consideró a este complejo como correspondiente al “Cuartario inferior”.

3.7 Drift Los Helechos I y II

En el mapeo estratigráfico de carácter regional, Turner (1973) reconoció depósitos glaciales en el área de estudio, denominando a los depósitos morénicos Formación Los Helechos y a los sedimentos glacifluviales, Formación Collun-Co. Este enfoque no

representa adecuadamente la historia glacial de la región al agrupar depósitos con litologías similares de edades diferentes (por ejemplo, todos los till), en tanto que separa los depósitos de diferente génesis sedimentaria formados al mismo tiempo (por ejemplo, un till y sus correspondientes depósitos glaciifluviales). Por tal motivo y sobre la base de criterios morfológicos, se ha propuesto tentativamente dividir a esta formación en por lo menos dos unidades que reflejen la misma historia glacial (Drift Los Helechos I y Drift Los Helechos II).

En la zona septentrional lindante (valle del río Malleo), Rabassa *et al.* (1990) observaron cuatro eventos glaciales que fueron interpretados como Drift Puesto de Paja/Drift Paso Tromen, Drift San Huberto, Drift Criadero de Zorros y Drift Mamuil Malal I y II, los cuales podrían correlacionarse con los del valle del lago Huechulafquen. En este valle se diferenciaron como mínimo dos drifts, y por la observación del autor de este trabajo, podrían tentativamente correlacionarse con los drifts definidos por Rabassa *et al.* (1990).

DRIFT LOS HELECHOS I (Pleistoceno medio?)

Esta unidad comprende a los **depósitos de till** que conforman las acumulaciones morénicas.

Estos depósitos se ubican en el extremo oriental del lago Huechulafquen rodeando por el oriente al Drift Los Helechos II. Otro afloramiento relevado por el autor se ubica sobre la costa sur del lago Paimún en las inmediaciones del arroyo Rimeco (Ver ANEXO, Mapa Geológico).

En general, se trata de depósitos de till, acumulaciones caóticas de rocas poligénicas, de formas y tamaños diversos, redondeadas y pulidas cuando han sufrido un transporte. Comúnmente, los fragmentos son de rocas graníticas y esquistos (rocas del basamento cristalino) y, de andesitas y basaltos en mucha menor proporción. Entre los clastos, constituyendo la matriz, se encuentra limo glaciario, de color amarillento parduzco, que a veces suele acumularse en el fondo de los valles dando origen a un suelo de transitabilidad difícil en períodos lluviosos.

Los afloramientos de la margen norte son más amplios que los de la margen sur ya que el frente del glaciar posiblemente incidía directamente sobre la margen norte. El relieve es bastante irregular ya que los depósitos se encuentran disectados transversalmente a los depósitos por numerosos cursos fluviales que descienden de la sierra Mamuil Malal y que desaguan en el lago Huechulafquen, disectando también a los depósitos del Drift Los Helechos II. Por esta razón y por posibles procesos de remoción en masa, los depósitos morénicos presentan un mal estado de conservación. Los depósitos de esta unidad se encuentran en una posición topográfica superior al Drift Los Helechos II.

Si bien la edad absoluta de estos depósitos es desconocida, por su posición topográfica más alta y el bajo grado de conservación de estos depósitos, indicarían que su formación es anterior al Drift Los Helechos II. Teniendo en cuenta la historia glacial de la región se le asignará tentativamente una edad del Pleistoceno medio(?) y además, se la correlaciona con el Drift Criadero de Zorro de Rabassa *et al.* (1990).

DRIFT LOS HELECHOS II (Pleistoceno superior?)

a) Depósitos morénicos

Estos afloramientos se ubican rodeando el extremo oriental del lago Huechulafquen, siendo los de mayor extensión areal los del margen norte respecto a los del sur. Estos depósitos presentan forma de herradura. Otros cinco afloramientos fueron descubiertos por el autor del presente trabajo. Afloran sobre las márgenes del lago Huechulafquen: a ambos lados de la desembocadura del arroyo Rucu Leufú, frente a la desembocadura de este arroyo sobre la otra orilla del lago Huechulafquen y en bahía Cañicul (Ver ANEXO, Mapa Geológico).

Las morenas, tanto laterales como frontales (de empuje), constituyen suaves lomas que se extienden longitudinalmente. Generalmente están integradas por una secuencia de depósitos glacifluviales (rodados y bloques), y depósitos glacialacustres (varves). Además se observan evidencias de glacitectonismo (mucho material fallado y poco material deformado) debido a que el glaciar avanzó sobre secuencias glacifluviales, glacialacustres y morenas previas y fue sobrecorriéndolas a partir de fallas inversas que superponen una facies sobre otra.

El estado de preservación es bueno en el afloramiento ubicado en el extremo oriental del lago Huechulafquen. Aquí se pueden observar como mínimo cinco crestas morénicas ya que el paso de la ruta ha modificado la topografía original. La dirección de estas crestas es norte-sur.

Otras crestas morénicas pueden observarse con el mismo estado de conservación, pero en la margen sur del lago Huechulafquen. La dirección de las crestas, en este caso, es aproximadamente este-oeste. La baja densidad de la red de drenaje en este lado del lago es paralela a las crestas y con dirección predominante de flujo superficial hacia el este.

Sobre la margen norte las crestas morénicas no presentan la misma expresión longitudinal que los de la margen sur, ya que se encuentran disectadas transversalmente a éstas por numerosos cursos fluviales que tienen su cabecera en la sierra Mamuil Malal y que desaguan en el lago Huechulafquen. Por esta razón, los depósitos morénicos de la margen norte presentan un peor estado de conservación que los depósitos de la margen sur.

En general se puede observar que las crestas morénicas están separadas en dos grupos si se tiene en cuenta la distancia entre ellas. Esto se puede observar mejor en la margen norte del lago (Fig. 3-1), donde un primer grupo presenta tres crestas morénicas y el segundo grupo presenta de una a dos crestas morénicas. Los dos grupos se encuentran separados por una planicie. Esta observación morfológicamente podría indicar que en realidad se trata de dos morenas de distintas edad glacial, la externa más antigua que la interna. Pero se carecen de perfiles de detalle para confirmar esto.

Según el autor del presente trabajo estos depósitos se correlacionarían con el Drift Mamuil Malal I de Rabassa *et al.* (1990).

b) Depósitos glacifluviales

Corresponden a depósitos de **gravas y limos glacifluviales** acumulados durante el retroceso glacial. Están distribuidos a lo largo del valle del río Chimehuin, arroyo Hueyeltué y en la margen septentrional de los depósitos morénicos del Drift Los Helechos II (Ver ANEXO, Mapa Geológico).

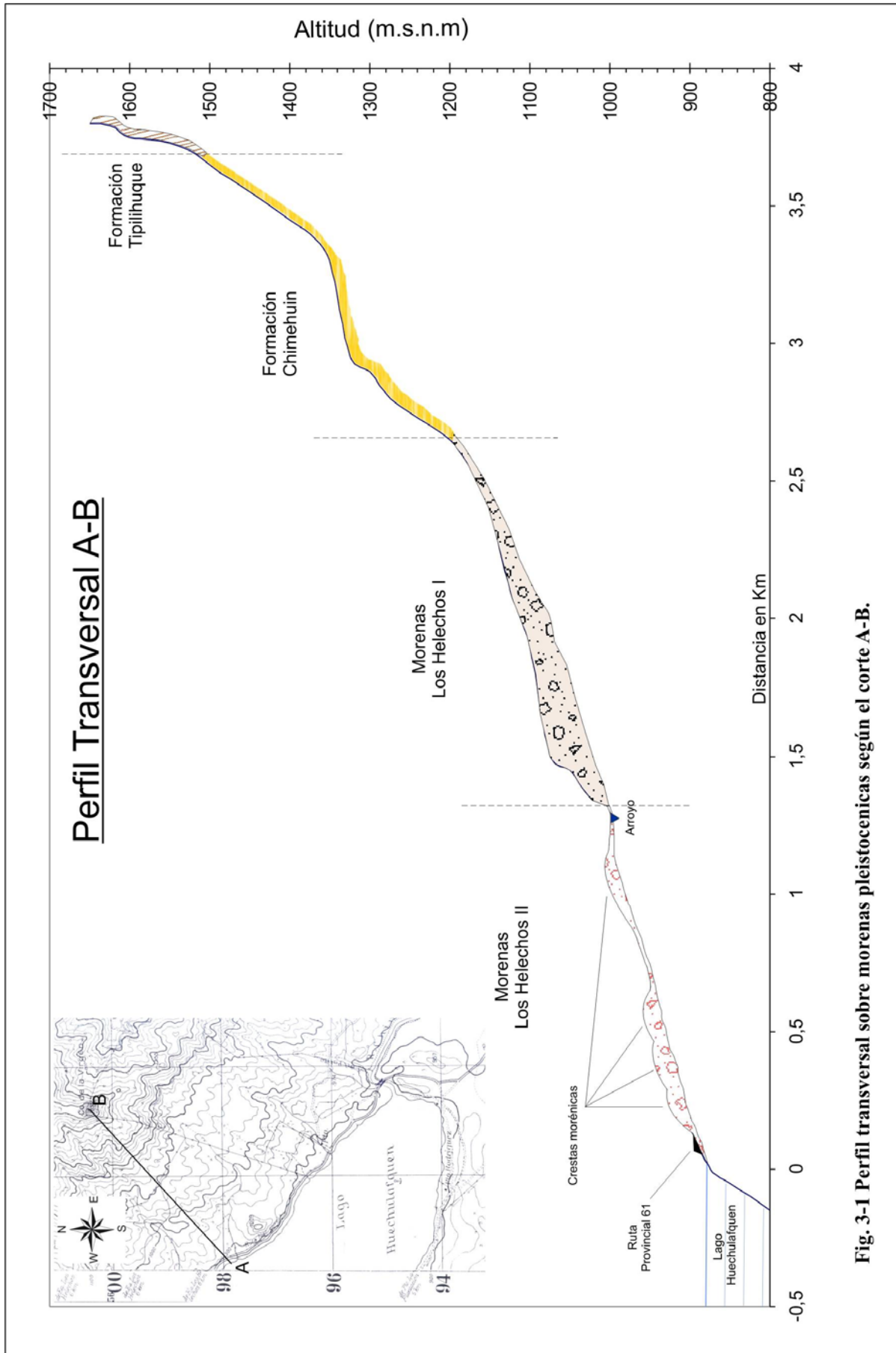


Fig. 3-1 Perfil transversal sobre morenas pleistocénicas según el corte A-B.

Los depósitos están integrados por limos amarillentos, a veces parcialmente arenosos o arcillosos que engloban fragmentos de roca de diversos tamaños, producto evidente del transporte glaciar. Sobre el depósito se ha originado un suelo limoso, de color pardo, rico en materia vegetal descompuesta, donde la mata se desarrolla muy bien. En el sector aledaño a la zona de estudio, sobre el valle del río Malleo, Rabassa *et al.* (1990) mencionan que estos sedimentos se hallan cubiertos por una capa de tefras holocenas proveniente posiblemente del volcán Lanín o de volcanes chilenos. El espesor de estos elementos en la cabecera del río Chimehuin ha sido estimado por Turner (1973) en unos 20 metros. Según el autor del presente trabajo estos depósitos se correlacionarían con la Formación Collun-Co de Turner (1973) y al Drift Mamuil Malal II de Rabassa *et al.* (1990).

Si bien la edad absoluta de este Drift es desconocida, su posición topográfica mas baja y el alto grado de conservación de estos depósitos indicaría que su formación es posterior al Drift Los Helechos I. Por lo tanto, se le asignará tentativamente una edad del Pleistoceno superior(?).

3.8 Volcán Lanín

Groeber (1929) ha designado a las rocas del volcán Lanín como Basalto VII y posteriormente denominadas como Tromenlitense superior por Groeber (1946). En cambio Turner (1965a y b, 1973) asigna a los afloramientos que constituyen la cumbre y gran parte de las laderas del volcán Lanín, las coladas del Arenal, los derrames de lavas ubicados en el valle del arroyo del Escorial y a su centro eruptivo como Formación Lanín.

Sin embargo, por evidencias geomórficas, Dessanti (1972) indica que el volcán Lanín fue formado durante, por lo menos, dos grupos de episodios eruptivos mayores, separados por varios avances glaciales. Las vulcanitas más antiguas, correspondientes a uno o más episodios eruptivos, forman la base del volcán Lanín la cual está profundamente disectada por artesas glaciarias. El segundo grupo de episodios eruptivos del volcán Lanín, forma las laderas superiores del cono no disectadas o poco disectadas por la acción glacial.

Estudios mas reciente de Lara *et al.* (2004) basándose también en criterios morfológicos y relaciones de campo, han construido una sucesión relativa de unidades

informales, siguiendo una metodología común en áreas profundamente erosionadas o actualmente cubiertas por hielo desarrollada por Hildreth y Fierstein (1995). Esos criterios han sido regionalmente validados en los Andes del Sur (Moreno *et al.*, 1985; Moreno, 1993; Naranjo *et al.*, 1993) y sirven como sistema de correlación en ausencia de edades absolutas. Para las unidades holocenas, en cambio, Lara *et al.* (2004) ha utilizado una estratigrafía basada en las edades C14 disponibles en depósitos piroclásticos que le permitieron restringir la edad absoluta de algunos flujos lávicos y los ciclos eruptivos que representan. Como resultado han definido 4 unidades evolutivas que se dividen en dos etapas; varios centros adventicios y centros eruptivos menores. La primera etapa corresponde a los restos de un volcán antiguo (Unidad Lanín 1) y una segunda etapa correspondiente al volcán actual, del cual definió 3 unidades evolutivas. La Unidad Lanín 2 constituye a la sección basal del edificio, la Unidad Lanín 3 corresponde al núcleo del edificio actual y por último la Unidad Lanín 4 que representa la última etapa de construcción holocena del estratovolcán. Finalmente, durante el Holoceno, numerosas coladas lávicas y escasos depósitos piroclásticos, emitidos tanto del cono central como de los centros adventicios, completan la construcción del estratovolcán actual. Dentro de estas unidades quedan excluidos los centros eruptivos menores (Conos El Arenal y los Basaltos y Tefras del Escorial).

En el área de estudio únicamente afloran las Unidades Lanín 1, 2 y 3, y el centro eruptivo menor Depósitos Conos Paimún. Los Depósitos Conos El Arenal, Depósitos Cono La Angostura y los Basaltos y Tefras del Escorial no han sido considerados al volcán Lanín por no encontrarse vinculado a él..

UNIDAD LANÍN 1 (Pleistoceno medio?)

Está compuesta exclusivamente por **lavas macizas dacíticas** (63% SiO₂).

Esta unidad se encuentra en la base del edificio volcánico moderno, principalmente en el sector sur del volcán Lanín y constituiría los restos de un estratovolcán antiguo. Aflora en el sector noroeste del área de estudio, al norte del lago Paimún y se presenta en una franja en sentido este-oeste (Ver ANEXO, Mapa Geológico).

Estas rocas están integradas por fenocristales de plagioclasa cálcica y

clinopiroxeno la cual muestra una textura afieltrada y pilotaxítica. Los espesores de las coladas son generalmente métricos con base y techo irregulares; y exhiben un característico diaclasamiento prismático interrumpido por niveles de intenso fracturamiento horizontal. Esta unidad comprende una sucesión subhorizontal o de suave inclinación al sureste, que alcanza hasta 300 m de espesor. Estas características han sido agrupadas por Lara *et al.* (2004) en la subunidad “Dacitas El Salto”. Los mismos autores no reconocen un centro emisor para estas coladas, aunque sugieren por la disposición aislada, su inclinación primaria y sus direcciones de flujo principalmente al sureste, que el origen del centro emisor se encuentra situado en un lugar diferente del edificio moderno.

Sobre la base de criterios morfológicos, Brandani *et al.* (1986) indican que la base del volcán Lanín está profundamente disectada por artesas pleistocénicas y holocénicas. Aunque no se dispone de edades absolutas, Lara *et al.* (2004) expresan que debe considerarse más antigua que 200 ka, valor máximo que le asignaron a la Unidad Lanín 2. Esto indicaría que probablemente la unidad sea de edad Pleistoceno medio.

UNIDAD LANÍN 2 (Pleistoceno superior?)

Esta unidad esta integrada por **coladas de composición basáltica y andesítico-basáltica** (52-56% SiO₂).

Se distribuye radialmente en la base del edificio volcánico actual y sus afloramientos más característicos se encuentran en el flanco norte del volcán fuera del área de estudio. Dentro de la zona estudiada esta sucesión de coladas lávicas se sitúa en la actual costa norte del lago Paimún (Ver ANEXO, Mapa Geológico).

Los basaltos y andesitas basálticas están constituidas por una mínima cantidad de fenocristales de plagioclasa, olivina y clinopiroxeno, inmersos en una matriz fina la cual presenta una textura pilotaxítica y ocasionalmente organizada en bandas.

Las coladas presentan disyunción columnar interrumpidas por zonas con fracturamiento horizontal anastomosado. Alcanza los 100 m de espesor y forma una prominente escarpa paralela a la costa del lago. La colada superficial conserva aún indicios de la dirección de flujo hacia el oeste, paralela a la actual costa lacustre (Lara *et al.*, 2004).

Estas características han sido agrupadas por los mismos autores en la subunidad “Andesitas Lago Paimún”.

Lara *et al.*, 2004, siguiendo los estudios de Lescinsky y Fink (2000), indican que según las características morfológicas de la colada, esta unidad muestra un emplazamiento subglacial. Considerando esto y su menor edad relativa a otros derrames lávicos de la Unidad Lanín 2 (Basaltos, andesitas y dacitas Correntoso) estimados entre 35-14 Ka, Lara *et al.*, (2004) le asignó una edad contenida en el intervalo aceptado para la última glaciación del Pleistoceno (90-14 ka, Clapperton, 1993).

UNIDAD LANÍN 3 (Pleistoceno superior-Holoceno?)

Esta unidad está integrada por varias sucesiones de **coladas basálticas y andesíticas** (51% SiO₂).

Esta Unidad fue denominada por Turner (1973) como Formación Mallín. El autor del presente trabajo, en coincidencia con Lara *et al.* (2004), consideró que la misma forma parte del centro eruptivo central del volcán Lanín y no se justificaba categorizarlo con otro nombre formacional.

Se distribuye radialmente en el edificio volcánico moderno, donde forman su núcleo. En el área de estudio aflora en el flanco sur del volcán Lanín, rellenando el valle del arroyo Rucu Leufú, labrados en la Unidad Lanín 1 o en rocas del basamento (Ver ANEXO, Mapa Geológico).

La secuencia de lavas alcanza hasta 150 m de espesor. Este conjunto presenta fuertes coladas primarias divergentes y cubre en discordancia erosiva las rocas de la Unidad Lanín 2. Las lavas que integran esta unidad no presentan erosión glacial profunda y aparecen solo seccionadas por los cursos fluviales o por escarpas de colapso gravitacional.

Los basaltos son ricos en fenocristales de plagioclasa y olivina, y están inmersos en una matriz de textura intergranular; las andesitas silíceas contienen plagioclasa y piroxeno, contenidos en una matriz vítrea pobre en microlitos.

La edad relativa máxima de esta unidad indicada por Lara *et al.* (2004) es de

menos a 14 ka, considerando la ausencia de erosión glacial profunda. La edad mas joven la restringen por los depósitos piroclásticos suprayacentes que, cerca del lago Tromen (fuera del área de estudio), presentan una edad de 9,81 ka en los niveles basales.

UNIDAD LANÍN 4 (1.650±70 a 2.170±70 años AP)

Si bien esta unidad no aflora en el área de estudio es de vital importancia para considerar los peligros geológicos.

La unidad está integrada por **coladas basálticas y dacíticas** proveniente del edificio volcánico moderno, las cuales lo cubren especialmente en sus flancos norte y occidental. De acuerdo a los centros de emisión o rasgos morfológicos y composicionales, Lara *et al.* (2004) las subdividió en 3 subunidades. Estas subunidades las componen las coladas basálticas (52% SiO₂) dispuestas en el flanco occidental del edificio volcánico que se extienden hasta las cabeceras del valle del río Momolluco del lado chileno; un domo apical dacítico (62% SiO₂) que corona el actual edificio volcánico el cual se expone en el flanco norte del volcán y aun campo de basaltos cordados (53% SiO₂) proveniente del sector central del estratocono, aproximadamente a la cota 3.000 m.s.n.m. y que se extiende en el flanco norte del volcán hasta el lago Quilleihue ubicado del lado chileno.

La edad máxima de esta unidad estimada por Lara *et al.* (2004) teniendo en cuenta las relaciones de contacto entre las subunidades, es 2.170±70 años AP. Mientras que la edad mínima es restringida por una edad de C14 en 1.650±70 años AP

DEPÓSITOS CONOS PAIMÚN (Pre-Neoglacial VII)

Esta unidad corresponde a **conos piroclásticos** apareados de reducido tamaño de los cuales surge una **colada de composición basáltica** (52% SiO₂).

Los conos Paimún, son conos ocasionales del estratovolcán Lanín y están situados en el flanco sur del mismo. Ellos cubren una colada que se divide en dos lóbulos que alcanzan las cabeceras de los arroyos El Salto y Rucu Leufú, respectivamente.

Esta unidad es uno de los cuatro centros eruptivos parásitos descritos por Lara *et al.* (2004) que se distribuyen en los flancos del volcán Lanín. Composicionalmente las

lavas y los depósitos piroclásticos que conforman los conos son indistinguibles de aquellos emitidos desde el sector central del estratovolcán y se relacionarían directamente con la evolución de él (Lara *et al.*, 2004). Morfológicamente, estas coladas se encuentran bien preservadas y en ausencia de la vegetación.

La edad absoluta de la colada que surge de estos depósitos es desconocida, aunque puede ser acotada relativamente. Su morfología sugiere que este evento sucedió anteriormente a la “Pequeña Edad del Hielo Tardía” ya que se encuentra cubierta parcialmente por el Drift El Saltillo. Por otro lado, esta colada se encuentra cubriendo parcialmente al Drift Rucu Leufú. La zona distal de la colada ocupa el valle fluvial actual del arroyo Rucu Leufú, el cual está formado por la erosión de los depósitos del flujo rápido desarrollado en este valle (superficie topográfica de la colada mas baja que la superficie del flujo). Por lo tanto, esta colada sería anterior a la “Pequeña Edad del Hielo Tardía” (Neoglacial VII de Strelin *et al.*, 2002) y posterior a la deposición del flujo rápido situado en el valle de arroyo Rucu Leufú.

3.9 DRIFT RUCU LEUFÚ (Neoglacial I?)

a) Depósitos morénicos

Estos depósitos están integrados por **diamíctitas gravoarenosas** de rocas volcánicas pertenecientes a los depósitos morénicos formados en el Neoglacial temprano.

Se ubican frente al glaciar sobre el flanco SE del volcán Lanín en la cabecera del arroyo Rucu Leufú, aproximadamente entre la cota 1.700 y 1.850 m.s.n.m (Ver ANEXO, Mapa Geológico). Cabe mencionar que estos depósitos se encuentran parcialmente vegetados en su parte distal.

En general, se trata de acumulaciones caóticas inconsolidadas de clastos y bloques inmersos en una matriz arenolimososa. Los bloques tienen un diámetro promedio de 50 cm, mientras que los erráticos alcanzan los 2 m de diámetro. Los clastos son de formas y tamaños diversos, casi siempre facetados. Comúnmente, los fragmentos de rocas son basálticos muy vesiculados y de andesitas. Los colores van desde el negro, castaño claro y rojizo. Entre los clastos, constituyendo la matriz, se encuentra limo glaciario, de color

amarillento parduzco, que a veces suele acumularse en el fondo de los fluvios.

Estos depósitos suprayacen a los depósitos de la Unidad Lanín 3 (Foto 1) y se encuentran parcialmente cubiertos por los Depósitos Conos Paimún (Foto 20).

b) Depósitos glacifluviales

Estos depósitos están integrados por **arenas y gravas** pertenecientes a las planicies glacifluviales de los depósitos morénicos.

Se ubican entre las morenas extendiéndose valle abajo a partir de ellas (Ver ANEXO, Mapa Geológico).

Estos depósitos se componen de bancos gravo-arenosos clasto-soportados que deja un depósito de gravas y arenas volcánicas con estratificación interna producto del acarreo de las morenas. Cabe mencionar que estos depósitos no se encuentran vegetados.

La edad absoluta de los Drift Rucu Leufú es desconocida, aunque mediante la observación morfológica y por relaciones de superposición puede ser acotada relativamente. Estos depósitos suprayacen a la Unidad Lanín 3 acotada entre 14 y 9,81 ka y a su vez se encuentran cubiertos parcialmente por las coladas de los Conos Paimún. Por otro lado, su morfología sugiere que este evento sucedió anteriormente a la “Pequeña Edad del Hielo” ya que los depósitos se encuentran altamente disectados por los procesos fluviales y gravitatorios. Por lo tanto, estas morenas se originaron posteriormente a las coladas de la Unidad Lanín 3 y anteriormente a las coladas de los Conos Paimún, en consecuencia podrían corresponder al Neoglacial I, acotado entre 8500 y 5500 años AP por Strelin *et al.*, (2002).

3.10 DEPÓSITOS DE REMOCIÓN EN MASA (Post-Neoglacial I)

En esta unidad se han agrupado a los depósitos sedimentarios originados por los flujos rápidos y los deslizamientos.

Estos depósitos afloran en forma discontinua, principalmente a lo largo de la costa norte de los lagos Huechulafquen y Paimún (Ver ANEXO, Mapa Geológico).

En el flujo rápido ubicado el valle del arroyo Rucu Leufú se levanto el perfil n° 1 (Foto 2) cerca del sector mas septentrional. En la zona distal de este flujo se observo que en superficie se encontraban bloques muy angulosos de hasta 2 m de diámetro (Foto 3) los cuales se hallaban sobre una superficie erosionada por el sistema fluvial actual que dejaron al descubierto la composición del depósito. El perfil n° 2 fue descripto sobre otro flujo ubicado en el valle del arroyo Hueyeltué sector donde la cuenca se estrecha, este flujo se encontraba totalmente edafisado y superpuesto por otros depósitos aluviales y coluviales.

Basándose en las relaciones morfológicas con las geoformas lindantes, especialmente con la colada que surge de los Conos Paimún, el cual corta a los depósitos del flujo sobre el valle del arroyo Rucu Leufú, se le designará tentativamente una edad relativa pre-Depósitos Conos Paimún.

Perfil n°1

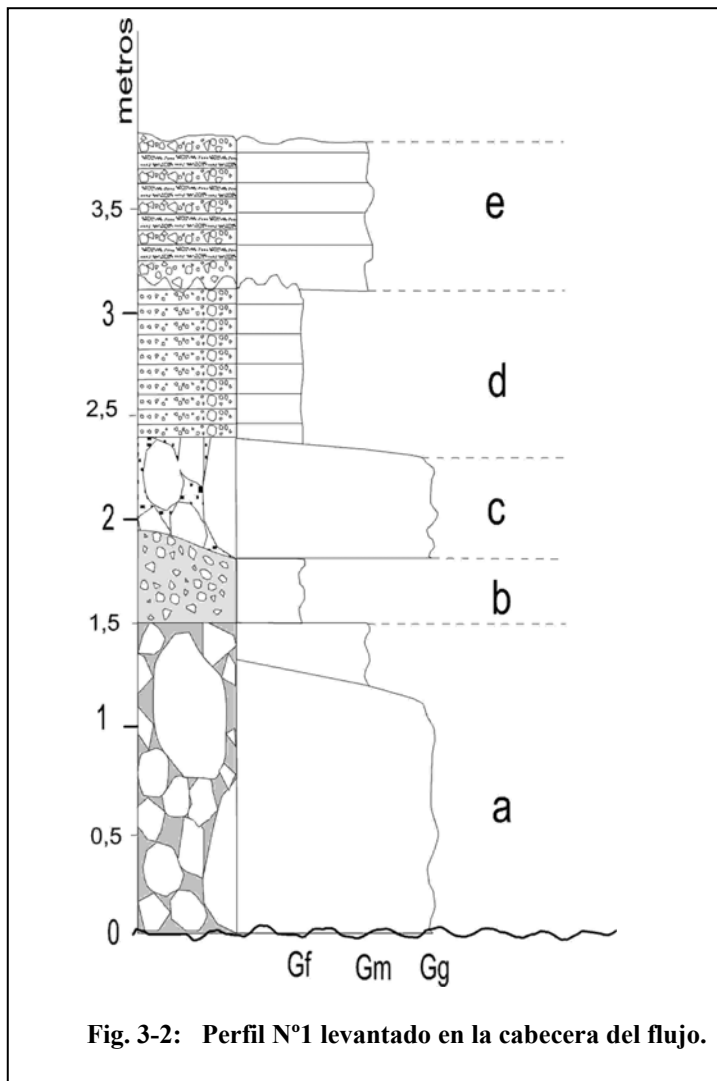
Localización: Extremo norte del flujo sobre el valle arroyo Rucu Leufú (W 71°30'30''; S 39°42'06'')

Detalle: Este perfil corresponde a la cabecera del flujo rápido y presenta un espesor total de 3,90 metros (Fig. 3-2).

a) La secuencia comienza con un depósito masivo clasto sostén integrado por bloques redondeados a angulosos y limos. El depósito es caótico y mal seleccionado, está compuesto por bloques desde 1 cm hasta 1 m de diámetro (40%) dispersos en una matriz limosa (60%). Los bloques en su mayor parte son de origen volcánico. El color es castaño oscuro.

Hacia el techo culmina con una capa masiva de 0,20 m compuesta por gravas y limos. Esta acumulación tiene una moderada selección y permanece en contacto planar con la superficie inferior y se acuña hacia la zona proximal del flujo. Está compuesta por gravas de hasta 3 cm de diámetro (50%) dispersos en una matriz limosa (50%). El espesor total de esta secuencia tiene como mínimo 1,5 metros, ya que no se observa donde comienza la base.

b) Suprayace a la anterior una secuencia masiva matriz sostén compuesta por gravas y limos. El depósito tiene muy buena selección y permanece en contacto planar con la superficie inferior acuñándose hacia la zona proximal del flujo. Está compuesto por gravas de 1 cm de diámetro (70%) dispersos en una matriz limosa (30%). El espesor de esta secuencia es de 0,40 m en el sector más amplio de la cuña.



en la base y presenta una discordancia erosiva en el techo. Está compuesto por gravas de 5 cm ubicadas en la línea de estratificación la cual es tabular planar. El espesor de esta secuencia es de 0,80 metros.

e) Por ultimo, se observa una secuencia integrada por una alternancia de bancos centimétricos donde predominan las gravas y bancos donde predominan los limos. El

c) Suprayace a la anterior una secuencia masiva clasto sostén compuesta por bloques. El depósito tiene mala selección, con disposición tabular, permanece en contacto planar con la superficie inferior. Está compuesto por bloques de hasta 30 cm diámetro (60%) dispersos en una matriz arenolimosa (40%). El espesor de esta secuencia es de 0,40 metros.

d) Suprayace a la anterior una secuencia con estratificación laminar matriz sostén compuesta por gravas y limos. El depósito tiene buena selección, se dispone en forma tabular según un contacto planar

depósito se dispone en forma lenticular según un contacto erosivo en la base. El espesor de esta secuencia es de 0,80 metros.

De la descripción anterior se puede concluir que el depósito presenta una alternancia de paraconglomerados y ortoconglomerados en su mayoría masivos que indistintamente son clasto soportado y matriz soportados. Las facies a y b corresponderían a un evento y las facies c y d a otro, mientras que la facie e representaría un aporte lateral, posiblemente de origen fluvial, no vinculado al flujo rápido. De acuerdo a las características sedimentológicas el depósito se clasifica como un flujo de detritos.

Perfil n°2

Localización: Ubicado en el flujo del arroyo Hueyeltué (W 71°23'48''; S 39°43'52'')

Detalle: Este perfil concierne al depósito de un pequeño flujo rápido totalmente edafizado. Espesor total 2 metros.

a) Corresponde a un depósito masivo clasto sostén integrado por bloques y gravas polimícticos en su mayoría suavemente redondeados y otros angulosos y por limos y arenitas. El depósito está mal seleccionado. Está compuesto por bloques hasta 60 cm y de gravas de 1 cm de diámetro (70%) dispersos en una matriz arenolimsa (30%). Los bloques corresponden mayormente a plutonitas, seguidas de vulcanitas y en menor medida metamorfitas. Las vulcanitas corresponden en su mayoría a basaltos vesiculares.

De la descripción anterior se puede concluir que el depósito corresponde a un ortoconglomerado masivo y clasto soportado. De acuerdo a las características sedimentológicas corresponderían a un flujo de detritos

3.11 DRIFT EL SALTILLO (Neoglacial VII)

a) Depósitos morénicos

Estos depósitos están integrados por **diamíctitas gravoarenosas** de rocas volcánicas pertenecientes a los depósitos morénicos neoglaciares modernos.

Se ubican sobre el flanco S-SW del volcán Lanín al pie del único glaciar dentro del área de estudio, en las nacientes de los arroyos El Saltillo y del Salto. Aproximadamente se encuentran entre la cota 1.800 y 1.900 m.s.n.m. (Ver ANEXO, Mapa Geológico).

Corresponden a depósitos caóticos inconsolidados de clastos y bloques inmersos en una matriz arenolimososa. Los clastos y bloques son de formas y tamaños diversos, generalmente angulosos, integrados por rocas basálticas y andesíticas. Los colores van desde el negro, castaño claro y rojizo. Entre los clastos, constituyendo la matriz, se encuentra limo glaciario, de color amarillento parduzco, que suele acumularse en el fondo de los fluvios.

b) Depósitos glacifluviales

Esta unidad está integrada por **gravas y arenas** pertenecientes a las planicies glacifluviales actuales.

Se ubica entre las morenas El Saltillo extendiéndose 1.500 metros aguas abajo a partir de ellas (Ver ANEXO, Mapa Geológico).

Estos depósitos forman un amplio manto de rodados que deja un depósito de gravas y arenas con estratificación interna. Dichos depósitos no se encuentran vegetados.

La edad absoluta de estos depósitos ha sido estudiada por geomorfología, dendrología y liquenometría por Brandani *et al.*, (1986) sobre una “isla” de bosque maduro de la especie *N. punilio*, ubicada en la cabecera del río Turbio en la ladera N del volcán Lanín. Por lo tanto, estos depósitos se formaron entre AD 1656 y siglo XIX, alcanzando el máximo avance glacial en el AD 1769. Según Strelin *et al.*, (2002) correspondería la “Pequeña Edad del Hielo Tardía” (Neoglacial VII).

Centros eruptivos independientes no vinculados genéticamente al volcán Lanín:

Sus características geoquímicas sugieren una evolución magmática diferente de aquella inferida para los magmas asociados al volcán Lanín (Lara *et al.*, 2004). Estos centros monogénicos son abundantes en los Andes del Sur, particularmente en el entorno

de la cadena volcánica Villarrica-Lanín, donde regularmente presentan estrecha asociación espacial con estructuras regionales (López *et al.*, 1995). Se han reunido en este grupo al Cono la Angostura, a los Conos del Arenal y a los Basaltos y Tefras del Escorial.

3.12 DEPÓSITOS CONO LA ANGOSTURA (Holoceno)

Se trata de un cono hidromagmático (anillo de tobas) bien preservados, compuesto por **brechas, lapillitas y tobas lapillíticas**.

Este cono está situado en la unión de los lagos Epulafquen y Huechulafquen y surge abruptamente por encima del lago (Ver ANEXO, Mapa Geológico). Su altura es de 50 m por encima del nivel actual del agua. Aflora sobre un área alargada a ambos márgenes del lago, con un eje mayor en dirección SW-NE de 1,5 a 2 Km de longitud. En el sector norte y noreste y al otro lado del lago, Corbella y Alonso (1989) hallaron algunos bancos de tobas por encima de los 90-100 m sobre el nivel actual del agua.

Dentro del cono, se observan dos niveles de cráteres contenido uno dentro del otro. Las pendientes internas son abruptas con una inclinación hasta los 30°. Los afloramientos dentro de los cráteres son escasos por la abundante vegetación que cubre la superficie, pero se pudo observar uno situado en la pendiente interna del cráter que mira hacia el norte (W 71°31'54''; S 39°47'36''). La roca corresponde a una brecha volcánica integrada por bloques subredondeados de granitoides (entre 2 y 10 cm de diámetro) y fragmentos angulosos (entre 1,5 y 3 cm de diámetro) de rocas volcánicas, posiblemente basaltos y andesitas, de color negro y vesiculado, inmerso en una matriz fina de color amarillenta (Foto 4).

En la base del cono piroclástico (costa suroeste), en contacto con el lago Epulafquen, se observa un acantilado activo y retroceso de la línea del perfil del cono (Foto 5). Allí se observan mantos estratificados, que en este caso inclinan hacia el sur, pero por lo general su disposición es tangencial al cono (normal a la dirección de transporte de los piroclastos). Presentan estratificación principalmente planar, no observándose ondulaciones. Los depósitos consisten de hialoclastos de grano fino hasta 1 mm de diámetro y lapilli basálticos escoriáceos (1 a 2 cm) asociados a pequeñas cantidades de fragmentos angulosos de cristaloclastos y un 5-10% de litoclastos predominantemente

graníticos de hasta 3 a 6 cm de diámetro. La selección es pobre, a pesar de que ocasionalmente los niveles de poco espesor pueden mostrar una marcada uniformidad en el tamaño del grano. Se observaron algunas capas de lapilli acrecional, con escasas capas rodeando a los núcleos escoriaceos.

Corbella y Alonso (1989) observaron estas rocas al microscopio y describieron que se trata de clastos juveniles hialinos de sideromelano microvesicular con escasos microlitos, taquilitas con mayor nivel de vesiculación y abundantes microlitos, fenocristales fragmentados y sideromelano fuertemente fracturado.

La presencia de material vítreo finamente vesiculado sugiere que la explosión debe haber sido a una profundidad superficial. La interacción entre el magma y el agua debe haber sido a una profundidad suficientemente pequeña para permitir nucleación y dilatación de los gases exsueles por el magma. Las vesículas de los clastos juveniles están subredondeados y muestran material arcilloso que revisten sus paredes. Dentro de los niveles de grano fino se observa otro tipo de vesiculación que afectó toda la matriz. Esto apoya la idea de una fase activa de fluidización presente en el momento de transporte y deposición del material (Corbela y Alonso 1989).

En coincidencia con Corbella y Alonso (1989), al no encontrarse patrones modelados por el hielo este edificio volcánico debería ser muy joven. Por lo tanto correspondería a una edad post glacial.

3.13 DEPÓSITOS CONOS EL ARENAL (Holoceno)

Esta unidad esta integrada por dos conos piroclásticos de los cuales surgen extensas coladas basálticas (52% SiO₂).

Estos dos conos están situados al pie suroeste del volcán Lanín y se localizan ubicados al noroeste del área estudiada (Ver ANEXO, Mapa Geológico). Presentan un perfil atípico ya que tienen una relación altura diámetro muy baja. El mayor de los conos alcanza un diámetro basal de 1500 m y contiene un cráter de 350 m de diámetro, mientras el cono menor se sitúa al norte del cono mayor y juntos definen un alineamiento regional NE-SW. Por su morfología se los puede clasificar como anillos de toba. De ambos conos

piroclásticos surgen amplias coladas que se extienden por el valle del río Paimún hasta alcanzar el lago homónimo donde se encuentra la seccional del guardaparque.

Los depósitos descritos por Corbella y Alonso (1989) están integrados por materiales hialoclasticos con una fuerte predominancia de: a) fragmentos microvacuolar sideromelanos con escasos microlitos particulados, b) clastos de taquilita con abundante microlitos y c) clastos o fragmentos minoritarios de granitos del basamento, que nunca alcanzan cantidades mayores al 10%.

Las estructuras son principalmente de tipo planar y el espesor total de los depósitos cerca del cono pudo ser estimado por Corbella y Alonso (1989) en no menos en 20-30 metros. También observaron capas desiguales hasta un metro de espesor.

Finalmente estos autores concluyen que el cono del Arenal ha sido construido por eventos explosivos originados en la interacción del magma y el agua propia de una erupción freatomagmatica. La profundidad en la cual se produjo la interacción parece haber sido aquí mas profundo que el cono la angostura, mostrado por una menor vesiculación de los clastos juveniles y una presencia mas conspicua de los fragmentos del basamento. La proximidad del cono Arenal a la base lacustre, apoyaría el principio de este tipo de erupción.

Corbella y Alonso (1989) asigna a las coladas un origen proveniente del volcán Lanín y no del cono El Arenal. Apoyan esta teoría por no encontrarse ningún material piroclástico sobre la colada, lo cual los hace considerarlo mas joven que el cono El Arenal. Por otro lado Lara *et al.* (2004), basándose en las direcciones de flujo medidas en dicho derrame, mencionan que las coladas surgen de ambos conos.

Corbella y Alonso (1989) interpretaron, por su naturaleza hidromagmática, que estos conos surgieron antes de ser rellenado el valle del río Paimún por la lava. La proximidad de los Conos Arenal a la base lacustre, apoyaría el origen de este tipo de erupción. La edad relativa de la unidad asignada a estos conos por Lara *et al.* (2004) es post glacial.

3.14 BASALTOS Y TEFRAS DEL ESCORIAL (200± 90 años AP)

En esta unidad se agrupan las lavas **basálticas** del tipo “aa”, sectores restringidos de lavas tipo “*pahoehoe*” y tefras lapíliticas provenientes de flujos piroclásticos (Mazzoni y Stura 1993).

Esta unidad se sitúa en el valle de arroyo del Escorial sobre el extremo suroeste del área de estudio (Ver ANEXO, Mapa Geológico). La extensión total de la colada es de 7 kilómetros y su ancho varía entre 0,1 y 1,7 kilómetros. En el área de estudio sólo se observa la sección distal del flujo lávico.

En su sector proximal, Mazzoni y Stura (1993), observaron que los bloques alcanzan tamaños de varios metros cúbicos. También observaron que los desniveles en la superficie de la colada son mucho más marcados, lo que representaría el desarrollo lateral de diferentes lóbulos y en menor escala, de diferentes albardones. Es frecuente que estos desniveles superen los 10 m en el primer kilómetro de la colada del Escorial. Esta característica, sumada al tamaño ya citado de los bloques y su aspereza, hacen prácticamente imposible el tránsito sobre la colada.

En la zona distal de la colada es factible observar que los bloques, siempre altamente vesiculados pasan en pocos centímetros o decímetros a roca maciza hacia el interior del cuerpo. Las lavas tienen pasta de coloración gris oscura a negra y son muy alveolares. La vesiculación, muy abundante y de hasta varios milímetros en los bloques superficiales, grada a términos escasamente vesiculados hacia el interior de la colada.

Al microscopio, Mazzoni y Stura (1993), observaron que los basaltos son de textura intersertal, compuestos por fenocristales de: plagioclasa (43,1%) de composición labradorítica-bytownítica; piroxenos monoclinico (12,8%), olivina (2,0%) altamente fracturadas y minerales opacos, principalmente representados por magnetita, inmersos en una mesostasis vítrea (31% de la roca) de coloración castaña.

La edad mínima de esta unidad según Risso (1977), mediante una estimación a partir del diámetro de troncos de Cohiue, podría alcanzar los 100-200 años. Mazzoni y Stura (1993), sobre el estudio de depósitos aterrazados volcánicoclásticos, piensan que la

antigüedad de la erupción debe ser bastante mayor que la planteada por Risso (1977) y consideran que estos eventos deben haber necesitado de un tiempo mínimo que debe exceder largamente los 100 años, y que no debe ser inferior a los 1000, ni mayor de los 1400 años. Sin embargo, Inbar *et al.*, (1995) dataron un basalto de esta colada en 200 ± 90 años AP.

3.15 DEPÓSITOS ALUVIALES Y COLUVIALES (Actual)

Corresponde a depósitos superficiales de **gravas, rodados, arenas y limos** productos del arrastre de las corrientes de agua y por la acción de la gravedad.

En esta unidad se agrupan los depósitos de abanicos aluviales, planicie fluvial, los conos de deyección y los depósitos de talud que por lo general ocupan los valles y márgenes de ríos y lagos (Ver ANEXO, Mapa Geológico).

Los depósitos aluviales están integrados por bancos de arena y grava, bien seleccionados, organizados en capas centimétricas a decimétricas. Estos depósitos forman abanicos de pendiente cercana a 10° , generalmente localizados en la desembocadura de las quebradas principales. Localmente, se observa en ellos estructura de canales y estratificación entrecruzada. En cambio en las planicies aluviales el desarrollo horizontal no va más allá de algunas decenas de metros a ambas márgenes del actual curso de agua. En algunos lugares donde la corriente de agua ha sido menos activa, se han depositado materiales más finos, y así es posible encontrar arenas finas y limos y, excepcionalmente, algunos materiales arcillosos. Por lo común, estos depósitos aparecen en los arroyos más pequeños y su desarrollo horizontal y vertical es reducido. Se considera que el espesor de esta cubierta superficial escasamente supera los 15 metros.

Los depósitos coluviales están integrados por material monolíticos integrados por bloques inmersos en una matriz de limo escasa o ausente. Se presentan como abanicos coalescentes (talud) de pendiente superior a 30° o como conos de deyección al pie de las quebradas más amplias.

3.16 DEPÓSITOS LITORALES LACUSTRES (Actual)

Corresponden a depósitos de arenas finas a gruesas, de color negro, generalmente monomícticas de roca volcánica. El material suelto proveniente de la acción de los procesos de remoción en masa y de procesos de agradación fluvial, facilitan la formación de playas lacustres, que se ubican principalmente en la ribera de los lagos Huechulafquen, Paimún y Epulafquen. Se pueden destacar las playas ubicadas en la costa de la Pampa Grande, sobre los flujos y abanicos aluviales que se encuentran a las orillas de los lagos, y en la desembocadura del río Ocon, entre otros de menor importancia. Por su escaso desarrollo areal no se han podido mapear.



Foto 1: Contacto Morena Rucu Leufú y colada Unidad Lanín 3.



Foto 2: Perfil del flujo rápido sobre el A. Rucu Leufú.



Foto 3: Bloque sobre flujo rápido Rucu Leufú.

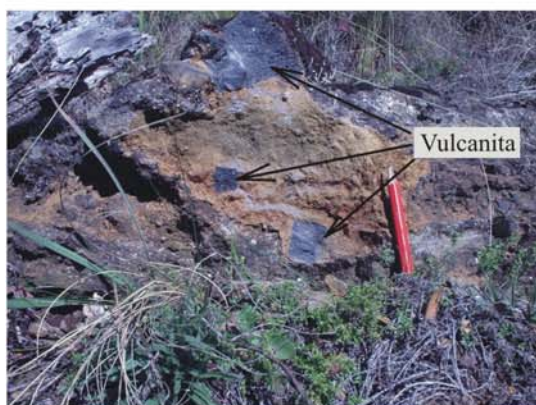


Foto 4: Brecha volcánica del Cono La Angostura.



Foto 5: Base del Cono La Angostura.

4. ESTRUCTURA

Mediante el análisis de la información preexistente y la interpretación de fotos aéreas del año 1964 y de imágenes satelitales se han podido definir, en un Mapa de Estructuras, los principales lineamientos regionales y locales.

La principal estructura presente en el área de estudio fue reconocida por Turner (1973). Se trata de dos fallas de carácter regional, ubicadas en el sector occidental, al oeste de la línea norte-sur, constituida por el volcán Lanín, el cerro Huemules y el valle del arroyo Escorial.

La falla más oriental presenta dirección NW-SE (ver ANEXO, Mapa de Estructuras). Entre los lagos Paimún y Epulafquen se puede observar su presencia ya que pone en contacto las rocas graníticas de la formación Huechulafquen con las andesitas y tobas de la formación Auca Pan. Turner (1973) ha observado que el labio bajo de la falla es el oriental, pero no ha podido observar para que lado inclina; supone que inclina hacia el este con un alto ángulo de inclinación. Hacia el norte del lago Paimún se puede inferir su prolongación por debajo de la colada con recorrido hacia la Pampa de Paimún y allí se uniría con la falla que aflora más al oeste. Hacia el sur del lago Epulafquen se infiere su trayectoria por el valle del arroyo del Escorial continuando con su rumbo SE fuera del área de estudio.

La falla que aflora al occidente, con respecto a la anterior, presenta dirección NE-SW. Se extiende de un extremo a otro del área de estudio, aflorando en todo el tramo entre el río Paimún y el río Ocon (ver Mapa de Estructuras). En cambio, desde río Paimún hacia el norte, está cubierta por las coladas basálticas en la cual Turner (1973) infirió su presencia por la topografía. Esta falla pone en contacto las rocas graníticas de la formación Huechulafquen con los elementos de la formación Auca Pan. Como en el caso de la falla anterior, el labio bajo es el oriental (Turner, 1973). En la pampa de Paimún, al este de la laguna del Blanco, se uniría la falla oriental con la occidental para continuar hacia el NE formando una sola falla. La continuación de esta falla hacia el norte es llamada Reigolil-Pirehueico.

Otro rasgo significativo que se observa en la región está dado por el control ejercido sobre los antiguos fluvios que ocuparon posteriormente los glaciares en los actuales lagos Huechulafquen, Epulafquen y Paimún.

Respecto a los lineamientos observados en el área de estudio se pueden destacar dos juegos principales. Uno con dirección predominante NW-SE. Este lineamiento está controlando los valles principales de los arroyos Hueyeltué y San Germán, por el oriente, y, El Saltillo y del Salto en su cuenca alta sobre la base del volcán Lanín y el valle del arroyo Commopulli, Caquituco y Rimeco, por el occidente. La mayor densidad de lineamientos observados con este rumbo se ubican al sur del lago Huechulafquen (Ver ANEXO, Mapa de Estructuras) y en este caso, los valles controlados son secundarios.

El otro juego principal corresponde a una dirección predominante NE-SW. Puede observarse su control sobre los valles principales de los arroyos Rucu Leufú, Metrenco y el valle del lago Epulafquen (ver ANEXO, Mapa de Estructuras).

Sobre la costa norte del lago Paimún se observa una escarpa irregular con una dirección de Az 110°. La escarpa se extiende 5,5 km paralela al lago y se explaya desde las laderas del cerro Litrán hasta la Pampa de Paimún. La altura promedio de esta escarpa es de aproximadamente 100 metros. Esta escarpa está disectada por cinco cursos fluviales, entre ellos se destaca el arroyo El Saltillo el cual forma una cascada muy visitada por los turistas. El origen que Lara *et al.*, (2004) le atribuyeron a esta escarpa es debido al emplazamiento subglacial de la colada de la Unidad Lanín 2.

La Formación Huechulafquen se encuentra fuertemente diaclasada. Sobre la ladera sur del cerro Litrán, a un lado de la ruta provincial 61 (W 71°31'21''; S 39°43'27''), el afloramiento de esta formación muestra los siguientes planos de diaclasas: Az=0° i=38° W; Az=215° i=61° SE; Az=85° i=75° N; Az=60° i=70° N; Az=130° i=35° SW; Az=30° i=50° E; Az=338° i=90°; Az=50° i=80° NW; Az=75° i=90°; Az=105° i=85° SW.

La importancia de estas estructuras radica en que favorecen el desprendimiento de bloques generando continuos cortes en la ruta. Estos mismos inconvenientes fueron identificados al este del arroyo de las Tierras Coloradas en el cual también se observaron intensos diaclasamientos.

Sobre la costa norte del lago Huechulafquen (W 71°20'19''; S 39°47'06'') sobre formación del mismo nombre se midieron 3 juegos principales de diaclasas; uno Az= 262° i=55° NW, otro de Az=197° i=52° SW y otro vertical de Az=330°.

En la desembocadura del arroyo Rimeco (W 71°53'42''; S 39°43'50'') se midieron tres juegos principales de diaclasas, uno con dirección de Az 100° i=20° NE y

otros dos verticales de $Az=65^\circ$ y $Az=140^\circ$.

La estructura de la Formación Chimehuin se caracteriza por la presencia de bancos de rumbo norte-sur que inclinan suavemente al oeste. En cambio, la estructura de la formación Hueyeltué corresponde a coladas que presentan bancos subhorizontales.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1 Descripción General (Caracterización general del relieve y geoformas)

En la zona de estudio durante el plioceno y pleistoceno predominó ampliamente la erosión glaciaria. En menor medida el vulcanismo también fue y es un generador del relieve quedando evidenciado por las formas construccionales típicas de la acción volcánica. Además se observan geoformas de origen fluvial, de remoción en masa y litoral lacustre.

El lago Huechulafquen es una gran artesa glaciaria que corresponde a la confluencia de por lo menos dos glaciares, uno que labró el actual lago Paimún y otro que labró el lago Epulafquen y Carilafquen. Estos últimos corresponden a un glaciar menor, que al unirse con el Paimún excavaron la cuenca que al inundarse dio origen al lago Huechulafquen. Otras artesas tributarias a la del lago Huechulafquen que caben destacar por su aporte y magnitud, son las del valle del arroyo Rucu Leufú y Hueyeltué. La mayoría de estas artesas están controladas por la estructura regional reinante.

En las proximidades del extremo oriental de los lagos Paimún y Epulafquen se conservan rastros de la acción del hielo, sobre todo en las rocas graníticas, siendo muy frecuentes las rocas aborregadas y las estrías glaciarias. Las estrías observadas en el lago Epulafquen indican una predominancia de la dirección de flujo glaciario hacia el este y noreste, mientras que las rocas aborregadas observadas en el lago Paimún indican que la dirección del flujo glaciario era hacia el sureste.

El lago Huechulafquen y todos los lagos externos a la zona del área de estudio, están orientados con preferencia según la dirección este-oeste, o ligeramente desviados de esta línea. La profundidad de los lagos, que es una medida del poder de erosión de los glaciares, se puede estimar en unos 300-400 m (Groeber, 1935). En todos los casos, el hielo aprovechó los valles preexistentes para su trabajo de erosión, creando de esta manera el ámbito de los lagos actuales.

En el extremo oriental y en las márgenes laterales del lago Huechulafquen se conservan las morenas frontales y laterales acumuladas por estos glaciares.

El valle del río Chimehuin, que desagua el lago Huechulafquen, conserva sus características glaciarias en todo su recorrido. Este valle fue labrado por lenguas glaciarias que han recorrido importantes distancias desde los centros de origen, recibiendo en los cursos superiores a medios, los aportes de glaciares menores provenientes de los campos de hielo que cubrían las cumbres cordilleranas. Los sedimentos glacifluviales con que está cubierto el fondo de este valle corresponden al acarreo de los glaciares que se encontraban al oeste.

Sin bien la erosión glaciaria predominó ampliamente en el área de estudio no podemos dejar de mencionar las formas construccionales volcánicas pleistocenas-holocenas (volcán Lanín, cono La Angostura, cono del Arenal, colada del Escorial). También cabe mencionar los relictos volcánicos más antiguos, correspondientes a centros efusivos que están representados como picos erguidos y filosos, abruptos, muchos de ellos esculpidos por la erosión glaciaria, pero que por eso no dejan de mostrar su origen volcánico (cerro de la Virgen y Capaollanca).

Dentro de las geoformas pleistocenas superior-holocenas cabe mencionar al volcán Lanín con una altura de 3.776 m.s.n.m. que sin estar presente en todo su esplendor en el área de estudio, es un gran generador del relieve directa e indirectamente. Entre las geoformas podemos mencionar los conos volcánicos periféricos El Arenal, La Angostura y Paimún (Lara *et al.*, 2004); y las coladas ubicadas sobre los valles del río Paimún y del valle del arroyo del Arenal.

Dentro de los relictos volcánicos antiguos encontramos en el sector nordeste de la zona de estudio el extremo austral de la sierra de Mamuil Malal, un cordón serrano que atraviesa el sector con dirección noroeste-sureste. Su origen corresponde a las formas construccionales debidas a las erupciones volcánicas del Plioceno (Turner, 1973). La cumbre por lo general es un filo, con excepción de unas pocas y cortas zonas mesetiformes como el cerro Colorado que corresponde a coladas basálticas. El filo de la sierra está coronado por distintas cumbres que son conductos volcánicos remanentes como el caso del cerro Capaollanca y cerro de la Virgen.

El valle del río Blanco ubicado en el extremo noroeste del área de estudio presenta todas las características de un valle glaciario en su margen derecha. Pero en la izquierda,

ha sido modificada por efecto de las efusiones de coladas basálticas provenientes del volcán Lanín y del cono El Arenal. Las coladas provenientes del cono El Arenal se derramaron por la parte occidental se toparon con las rocas graníticas de la formación Huechulafquen formando una presa tras la cual se endicaron las aguas, constituyendo la laguna del Blanco. El poder de erosión del río Blanco ha llevado a la laguna a la desecación a través de la profundización de su cauce hasta el nivel de base (comportándose actualmente como un mallín).

Para facilitar la descripción de las geoformas presentes en el área de estudio se procedió a agruparlas en unidades geomórficas que respondieran a similares procesos de origen: glacial, volcánico, gravitatorio, fluvial y litoral-lacustre (Ver ANEXO, Mapa Geomorfológico).

5.2 Geomorfología de origen Glacial

5.2.1 Geoformas de acumulación:

a) Morenas Los Helechos I

Estos depósitos corresponden a morenas de empuje formadas como consecuencia de los sucesivos avances y retrocesos del glaciar sobre acumulaciones glaciafluviales (rodados y bloques), glacialacustres (varves) y morenas previas que van sobrecorriendo las facies, unas sobre otras, a partir de fallas inversas.

Estas morenas se ubican en el extremo oriental del lago Huechulafquen, rodeando por el oriente a las morenas Los Helechos II, sobre la ladera suroeste de la sierra Mamuil Malal y sobre la ladera norte del cerro Frío (Ver ANEXO, Mapa Geomorfológico).

Los depósitos que afloran sobre la margen norte del lago son más amplios que los de la margen sur ya que el frente del glaciar posiblemente incidía en forma directa sobre esta margen. Se hallan a una cota entre los 1.000 y 1.200 m.s.n.m. en la margen norte (Fig. 3-1) y 1.000 m.s.n.m. en la margen sur (Foto 9). El relieve es bastante irregular ya que los depósitos se encuentran disectados por numerosos cursos fluviales que descienden de la

sierra Mamuil Malal y que desaguan en el lago Huechulafquen, disectando también a los depósitos de las morenas Los Helechos II.

b) Morenas Los Helechos II

Estos depósitos, al igual que los anteriores, corresponden a morenas de empuje donde la mayor parte de las crestas frontales son morenas glacitectonizadas. El glaciar avanzó sobre acumulaciones glacialacustres, glaci-fluviales y morénicas previas, sobrecorriendo las facies, unas sobre otras, a partir de fallas inversas. Estas morenas corresponden a los depósitos de una glaciación posterior a la glaciación que originó las morenas Los Helechos I.

Las morenas se ubican rodeando el extremo oriental del lago Huechulafquen, en forma de herradura. Los depósitos del margen norte son de mayor extensión longitudinal respecto a los depósitos que se ubican en el margen sur del lago (Ver ANEXO, Mapa Geomorfológico).

Sobre la margen norte del lago Huechulafquen se puede observar la forma elongada de estos depósitos, los cuales son paralelos a los laterales del valle (Foto 8) y en donde se diferencian sus crestas con orientación NW-SE. Estas crestas se encuentran disectadas por numerosos cursos fluviales que tienen su cabecera en la sierra Mamuil Malal.

Sobre la margen sur del lago Huechulafquen las morenas se encuentran en mejor estado de conservación. Estos depósitos son de menor longitud alcanzando aproximadamente unos 8 kilómetros. La dirección de las crestas morénicas, en este caso, es aproximadamente este-oeste. La baja densidad de la red de drenaje, en este lateral del valle lacustre, presenta dirección predominante de flujo superficial hacia el este y es paralela a las crestas.

En el extremo oriental del lago Huechulafquen, naciente del río Chimehuin, se pudieron reconocer 5 crestas morénicas. Poseen forma alargada y se disponen transversales al valle del lago. Estos depósitos se encuentran ubicados a una altura entre la

cota del lago y 1.000 m.s.n.m (Fig. 3-1). Estas geoformas al endicar el valle son las responsables en parte de la formación del lago Huechulafquen.

Estas morenas se encuentran a menor altitud y, por lo general, se hallan en mejor estado de preservación respecto a las morenas Los Helechos I (Foto 9).

c) Morena antigua basal

Cuando la ablación supera la alimentación, el frente del glaciar comienza a retroceder. A medida que el frente de hielo retrocede, la acción de la “cinta transportadora” del glaciar continúa proporcionando sedimentos al extremo de glaciar. De esta manera, se deposita una gran cantidad de till a medida que el hielo se funde, creando una llanura ondulante de roca diseminada.

La geoforma de mayor expresión areal se encuentra en la zona de bahía Cañicul, sobre la margen norte del lago Huechulafquen. Su relieve es muy irregular, en algunos sectores estas geoformas se ubican sobre afloramientos graníticos. Cabe destacar que sobre estas morenas se ubican varias viviendas y áreas de acampe.

El resto de las geoformas son de menores dimensiones y se hallaron al occidente y oriente en la desembocadura del arroyo Rucu Leufú y al frente de este sobre la otra orilla del lago Huechulafquen. Se caracterizan por presentar relieve ondulado con alternancia de lomadas y depresiones, y bloques angulosos de variado tamaño.

d) Terrazas Kame

Cuando el glaciar ocupa un valle, pueden formarse terrazas kame a los lados del mismo. Estas estructuras suelen ser masas estrechas de derrubios estratificados depositados entre el glaciar y la ladera del valle, por la circulación de las corrientes de agua de fusión que transportan a los derrubios a lo largo de los márgenes de la masa de hielo.

Estas geoformas se pudieron reconocer en la margen sur del lago Paimún, más precisamente en las cercanías del arroyo Rimeco. Su relieve es suavemente ondulado, con presencia de bloques de aproximadamente 60 cm hallados en su superficie. Se

reconocieron por lo menos 10 terrazas kame alcanzando la mas alta una cota de aproximadamente 300 metros con respecto al nivel actual del lago (1.200 m.s.n.m.).

e) Morenas Rucu Leufú

Estas geoformas se clasifican según su posición como morenas terminales. Se formaron aproximadamente al comienzo del Neoglacial. Se ubican distantes al frente glaciar que se desarrolló sobre el flanco SE del volcán Lanín, en la cabecera del arroyo Rucu Leufú, aproximadamente entre la cota 1.700 y 1.850 m.s.n.m. (Ver ANEXO, Mapa Geológico).

Las morenas están altamente disectadas por la acción fluvial y por los posibles episodios de remoción en masa. Su superficie es bastante irregular por lo mencionado anteriormente y se evidencia la presencia de bloques desde 50 cm a 2 m de diámetro. Entre los interfluvios suele acumularse limo glaciario de color amarillento. Cabe mencionar que estas geoformas se encuentran parcialmente vegetadas en su parte distal (Foto 7).

f) Morenas El Saltillo

Estas geoformas, al igual que las anteriores, se clasifican según su posición como morenas terminales. Se formaron durante la “Pequeña Edad del Hielo Tardía” entre AD 1656 y el siglo XIX, alcanzando en esta zona el máximo avance glacial en el AD 1769 (Brandani *et al.*, 1986). Las morenas frontales se desarrollan cuando se alcanza el estado de equilibrio entre la ablación y la acumulación de hielo, de esta forma libera un suministro continuo de sedimentos frente al glaciar, de la misma manera que una cinta transportadora libera los productos al final de una línea de producción. A medida que el hielo se funde el till se deposita y la morena crece. Cuanto mas tiempo permanezca estable el frente de hielo, mayor tamaño adquirirá el depósito de till.

En el área de estudio solo se pudieron observar unos pocos afloramientos de los muchos desarrollados por los glaciares que coronan al volcán Lanín. Las morenas El Saltillo se ubican radialmente sobre el flanco de éste, aproximadamente entre la cota 1.800 y 1.900 m.s.n.m., sobre la cabecera del valle del arroyo El saltillo y del arroyo del Salto

(Foto 6). Estas se localizan frente al único glaciar que se ubica en el área de estudio (Ver ANEXO, Mapa geomorfológico).

El grupo de morenas que se encuentra separadas de la masa de hielo, presentan forma oval, ubicándose la más distal a 300 metros del actual frente del glaciar. El otro grupo de morenas observadas corresponden a morenas laterales y frontales que se ubican lindantes a la masa de hielo. Estas geoformas presentan crestas morénicas bien desarrolladas.

g) Planicie glaci-fluvial activa

Esta geoforma presenta una planicie suavemente inclinada formada por arenas y gravas debida a la agradación de las corrientes de fusión del frente del glaciar.

En el área de estudio se la reconoce entre las morenas frontales que se encuentran al pie de los glaciares que aún perduran en la zona proveniente del flanco S-SW del volcán Lanín. Esta planicie se extiende como un manto 1500 metros aguas abajo a partir de las morenas frontales hasta las cabeceras de los valle El Saltillo y del Salto (Foto 6). Su superficie se encuentra cubierta por arenas, gravas y escasos bloques donde se desarrolla un sistema fluvial mega entrelazado

h) Planicie glaci-fluvial inactiva

Esta geoforma presenta una planicie suavemente inclinada caracterizada por un sistema fluvial mega entrelazado compuestos por arenas y gravas que forman niveles aterrazados. Se encuentran generalmente cubiertos por depósitos aluviales y representan indistintamente la acumulación aluvial asociada a diferentes pulsos glaciales como a su retrabajo posterior.

En el área de estudio estas geoformas se reconocen en el valle del río Paimún, en el valle del arroyo Hueyeltué y en la cabecera del río Chimehuin.

Sobre el valle del río Paimún la planicie ocupó la totalidad del fondo de la artesa glaciaria allí desarrollada, pero las posteriores efusiones de lavas producidas por el volcán Lanín fueron cubriendo el valle quedando hoy en día afloramientos de poca superficie.

En el valle del arroyo Hueyeltué, sector de orientación NW-SE, esta planicie ocupó la totalidad del fondo de la artesa glaciaria y, posteriormente fue cubierta por depósitos de remoción en masa. Su superficie se encuentra totalmente edafizada. Esta geoforma está bien representada en el sector del valle con orientación E-W (Foto 7), la cual corresponde a la glaciación que dio origen a las Morenas Los Helechos II.

5.2.2 Geoformas de erosión:

a) Rocas aborregadas

Estas geoformas son salientes del sustrato rocoso, formadas por abrasión glaciaria. Presentan una cara con pendiente suave que mira hacia la capa de hielo que avanza y una cara empinada del lado opuesto producto del arranque a medida que el hielo pasa por encima del montículo (Fig. 5-1).

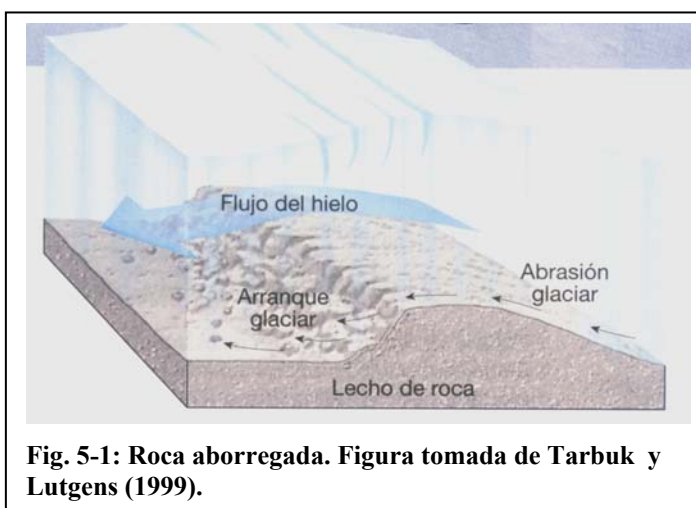


Fig. 5-1: Roca aborregada. Figura tomada de Tarbuk y Lutgens (1999).

En el área de estudio se las encuentran sobre la costa noreste del lago Paimún donde se forman la angostura del lago homónimo y el lago Huechulafquen (Foto 11) y en la isla de los Chivos (Foto 10). Estas geoformas están desarrolladas generalmente sobre las rocas de la formación Huechulafquen. En la mayoría de los casos, la superficie de estas rocas se encuentra meteorizada y colonizada por vegetación.

Las rocas aborregadas que se localizan en la costa noreste del lago Paimún, tanto las que se encuentran en las cercanías del arroyo El Saltillo como las que están al oeste del arroyo Rucu Leufú, indican que la dirección de flujo glaciario era hacia el sureste (Foto 11), aunque actualmente se encuentran enmascaradas por los sedimentos arrastrados por los flujos rápidos.

En la isla de los Chivos se pueden observar importantes evidencias de flujo

glaciario, así como también estrías y perfiles de roca cantereadas. Las estrías indican una predominancia de la dirección de flujo glaciario hacia el este y noreste (Foto 10).

b) Artesas glaciarias

Las artesas son valles fluviales retrabajados por un glaciar. Se formaron como consecuencia del ensanchamiento de un valle fluvial previo debido a la acción glaciaria la cual rectificó al eje del valle precedente.

Entre las artesas más importantes dentro del área de estudio podemos mencionar la de los lagos Huechulafquen (Foto 13), Paimún, Epulafquen, de los arroyos Hueyeltué (Foto 12), Raquitué, Rucu Leufú (Foto 13), Caquituco, Commonpulli, del Escorial, Metrenco y del río Paimún (Foto 16), entre otras artesas de menor desarrollo areal (Ver ANEXO, Mapa geomorfológico).

La **artesa del lago Huechulafquen** es la más importante de las reconocidas. Está ocupada en su totalidad por el lago homónimo. La dirección predominante de este valle es oeste-este, la cual se labró sobre una estructura previa. Esta dirección es subparalela a otras artesas principales lindantes al área de estudio. Esta artesa se la puede dividir en tres secciones con diferentes orientaciones. En la primer sección recorre aproximadamente 6 kms en dirección Az 125°, luego gira con dirección Az 80° recorriendo en esta dirección 8 km, finalmente cambia su dirección al Az 105° para recorrer 12 km hasta su desembocadura. Corresponde a la confluencia de dos glaciares, uno el que labró el valle del actual lago Paimún y otro el que retrabajó el valle de los lagos Epulafquen. En su extremo este se encuentra cerrada por un arco morénico donde nace el río Chimehuin. El valle ocupado por este lago presenta el típico perfil transversal en “U” (Foto 13). Una característica de este valle es que gran parte del flanco norte de la artesa glaciaria se encuentra cubierto por depósitos morénicos, mientras que en el flanco sur solo se observan unos pocos depósitos morénicos en la sección inferior del mismo.

La **artesa del lago Paimún** presenta una forma curvada posiblemente debida a que el glaciar que provenía de la Pampa Grande al encontrarse con el glaciar que descendía por el valle del río Paimún, lo desvió y, al toparse con el cerro Huemules lo derivó nuevamente hacia el este; luego al encontrarse con el cerro Litrán se derivó al sudeste y a

su posterior prolongación occidental. El valle se extiende hacia el oeste por la Pampa Grande hasta Chile donde se encuentra la cabecera de la artesa fuera del área de estudio.

La **artesa del lago Epulafquen** está ocupada en su mayor parte por los lagos Epulafquen. Este valle corre suroeste-noreste y está suavemente curvado. La cabecera de este valle se encuentra al oeste fuera del área de estudio cerca del límite con Chile. Los indicadores cinemáticos encontrados en la isla de los Chivos mostrarían que la dirección del flujo sería suroeste-noreste.

Otras artesas que caben destacar son las de los valles del río Paimún y arroyo del Escorial, ambas son de origen tectónico, posteriormente han sido ensanchadas por la acción de los glaciares de valle del pleistoceno y ocupadas actualmente por coladas lávicas (Mazzoni y Stura, 1993).

c) Horns, Circo glaciar, Aristas y Espolones truncados

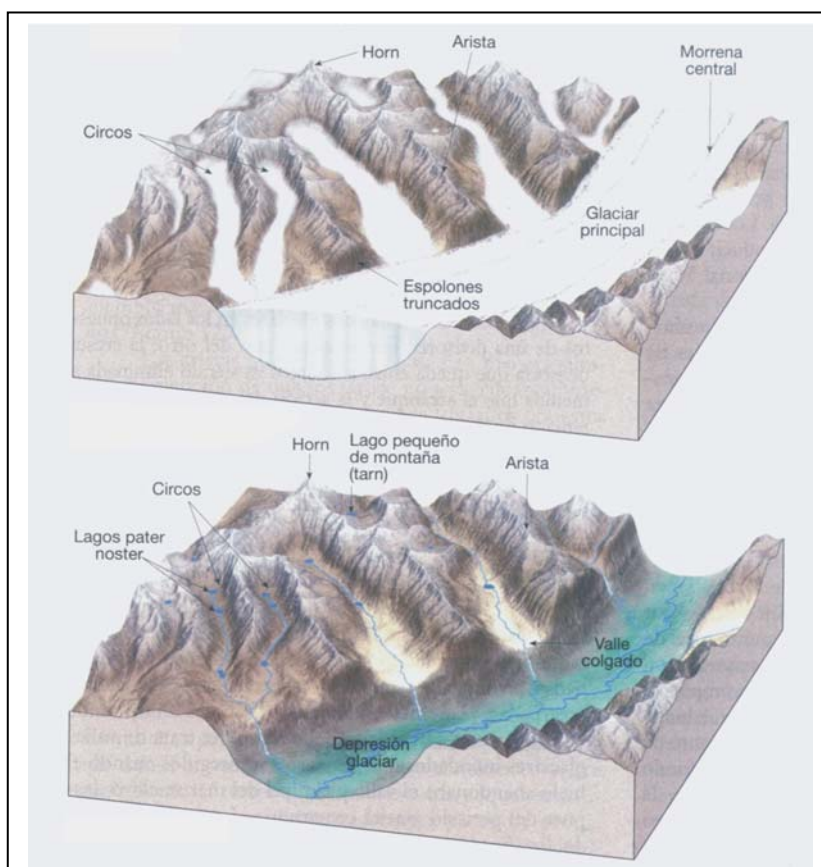


Fig. 5-2: Geformas de erosión glaciar. Figura tomada de Tarbuk y Lutgens (1999).

En el área de estudio se reconocieron numerosos **circos glaciares** ubicados en la cabecera de los valles como así también numerosos picos piramidales agudos denominados **horns**, mientras que la coalescencia lateral de los valles del río Rucu Leufú y arroyo Raquitué originaron **aristas** (Fig. 5-2). Otra arista que se puede observar es la formada por la artesa del

lago Epulafquen y el valle que nace en el cerro Los Ángeles con dirección suroeste.

Los **espolones truncados** son paredes de forma triangular y superficie muy lisa cortadas por la erosión glaciaria (Fig. 5-2). Se los puede ubicar en el lateral de la artesa del lago Huechulafquen tanto de la margen norte entre los arroyos Raquitué y de las Tierras Coloradas, como en la margen sur entre el arroyo Metrenco y el cerro Contra. Otros espolones truncados los podemos encontrar en la margen norte del valle del lago Paimún entre las coladas lávicas y el arroyo del Salto.

5.3 Geomorfología de origen Volcánico

5.3.1 Geoformas de acumulación:

a) Conos volcánicos

El **cono La Angostura** se encuentra ubicado en la unión de los lagos Epulafquen y Huechulafquen, se eleva a 50 metros por encima del nivel del lago (Foto 15) causando la forma conocida como La angostura. Es para Corbella y Alonso (1989) el mejor cono hidromagmático preservado del área, interpretado como anillos de toba por su morfometría. Se caracteriza por ser muy pando y presentar alta densidad de vegetación. El diámetro basal promedio del cono es de unos 850 metros. Dentro de éste, se observan dos cráteres, siendo el de mayor diámetro de 600 metros con forma de media luna y el menor de 350 metros de diámetro, de forma circular y con una pequeña laguna en su interior (Foto 17). Las pendientes internas son abruptas con una inclinación por arriba de los 30°. En la base del cono en contacto con el lago se ha producido un pequeño acantilado por el accionar de las olas (Foto 5).

Los **conos Paimún** se ubican sobre el flanco sur del volcán Lanín. Son conos piroclásticos apareados de 100 a 150 metros de diámetro basal, con una buena preservación de sus cráteres ubicados poco al norte del área de estudio. De ellos surge una colada que se divide en dos lóbulos que alcanzan las cabeceras de los arroyos El Salto y Rucu Leufú, respectivamente.

El **cono del Arenal** se localiza al oeste de la base sur del volcán Lanín (extremo noroeste del área de estudio) donde los montes Barbecho y Negro son las elevaciones más notables. El cono por sí mismo presenta un perfil atípico y su relación altura-diámetro es muy baja (Foto16). Según Corbella y Alonso (1989), es la segunda ocurrencia de vulcanismo explosivo registrada en el área. Son dos conos de cenizas ubicados uno al lado del otro. El cono principal es de 1,5 Kilómetros de diámetro basal. En su cumbre, se observa un cráter de 350 metros de diámetro y al norte, se ubica el segundo cono de menores dimensiones que, juntos definen un lineamiento noreste que coincidiría con un lineamiento regional. Ambos conos piroclásticos han alimentado múltiples flujos de lava basáltica que alcanzaron el lago Paimún (Lara *et al*, 2004).

b) Coladas

La **colada Del Escorial** se encuentra ubicada en el valle del arroyo del mismo nombre. La extensión total de la colada es de 7 kilómetros y su ancho varía entre 0,1 y 1,7 kilómetros. Su ancho crece desde algunos metros en las cercanías del cráter fuera del área de estudio, hasta el máximo citado. El mínimo ha sido aprovechado para el trazado de la ruta provincial 62 que conduce a los Baños de Epulafquen; a partir de ese punto nuevamente se expande hacia el lago Epulafquen, donde alcanza cerca de 1,7 kilómetros. El contorno es muy irregular presentando una costa extremadamente áspera y recortada (Foto 14). A lo largo de su extensión la superficie de la colada es sumamente irregular y rugosa con poca vegetación sobre ella (Foto 14), constituida por bloques de diferentes tamaños, angulosos y escoriáceos, motivo por el cual constituye una típica colada *aa*. Cabe destacar que localmente la superficie es prácticamente lisa comportándose como una colada *Pahoehoe*. Esto se debe a que hubo brotes localizados de lava a partir de bocas secundarias en las márgenes de coladas *aa*. Su cráter se localiza al sur de esta geoforma fuera de la zona estudiada y se alinea, junto con las coladas, a lo largo de una falla de rumbo NNE (Turner, 1973) coincidentes con los cursos del Auquinco y del escorial. Los espesores estimados pueden alcanzar decenas de metros en la zona proximal, fuera del área de estudio, y de 5 a 10 metros en la zona distal. Un cálculo grosero hecho por Mazzoni y Stura (1993) del volumen de los materiales de la colada arroja un valor de 110 millones de m³ del cual solo un 40 % está representado en la zona de estudio.

La **colada del Arenal** es la de mayor desarrollo areal. Se halla ubicada en el valle del río Paimún y forma una amplia llanura conocida como Pampa de Paimún (Foto 16). La extensión total de la colada es de 6,5 kilómetros y su ancho varía entre 2,3 y 2,5 kilómetros. El contorno es muy irregular presentando una costa extremadamente áspera y recortada, en su superficie se puede apreciar una alta densidad de vegetación. Para Corbella y Alonso (1989), esta colada proviene del volcán Lanín el cual generó múltiples flujos de lava basáltica que alcanzaron al lago Paimún. Por otro lado, Lara *et al.* (2004), basándose en las direcciones de flujo medidas en dicho derrame, mencionan que las coladas surgen de ambos conos, la misma no ocurrió de una vez sino que sucedió en varios eventos los cuales fueron canalizándose por distintos lugares.

La **colada proveniente de los conos Paimún** (Lara *et al.*, 2004) corresponde largos flujos de lava basáltica que surgen de los conos Paimún. Esta colada se divide en dos lóbulos, uno que alcanza la cabecera del arroyo del Salto y otro que llega hasta el arroyo Rucu Leufú y que lo recorre por 1,5 kilómetros. La superficie de esta colada se encuentra sin vegetación y no se observan signos de erosión neoglacial (Fotos 6 y 20).

5.4 Geomorfología de origen gravitatorio

5.4.1 Geoformas de acumulación:

a) Flujos rápidos

Estas geoformas se producen cuando el material rocoso se desplaza pendiente abajo en forma de un fluido viscoso. Los flujos presentan deformación continua debido a que el material se mueve con mayor velocidad en el sector superior del mismo. La mayor parte de los fluidos están saturados en agua y se mueve normalmente siguiendo una forma de lengua o lóbulo.

Los flujos reconocidos en el área de estudio se pueden ubicar en el valle de los arroyos Rucu Leufú, El Saltillo, del Salto y Raquitué, como así también sobre el valle del arroyo Hueyeltué.

Tres factores condicionaron la formación de los flujos: el agua, las pendientes sobreempinadas y la presencia de material poco consolidado sobre ellas (till y piroclastos).

En el valle del arroyo Rucu Leufú se encuentra el flujo de mayor importancia areal con una longitud de 6 kilómetros y un ancho de 4 kilómetros en el sector más extenso (Foto 20) y su pendiente es de 2,2°. El espesor estimado en el ápice del flujo (W 71°30'12''; S 39°42'07'') tiene como mínimo unos 20 metros. Presenta forma de lóbulo debido a que estos fluidos están saturados en agua. Su relieve es suavemente ondulado (Foto 22) con presencia de bloques angulosos de hasta 2 metros de diámetro en su superficie (Foto 3). No se observa una zona de arranque bien definida en este flujo, pero según la litología que compone este depósito, el material podría provenir de los depósitos morénicos y piroclásticos ubicados sobre la ladera del volcán Lanín, situados hacia el norte fuera del área de estudio.

Probablemente, su origen se asociaría con la fusión nival y/o precipitaciones líquidas sobre las laderas cubiertas de detritos no consolidados. Este flujo pudo haberse generado en como mínimo dos eventos, movilizándolo un volumen de roca y sedimento en muy poco tiempo. Al abandonar el valle estrecho el flujo perdió velocidad y se expandió en forma de abanico ocupando el 90 % del ancho del lago Paimún. Esta intromisión abrupta del flujo en el lago habría producido una gran ola (Tsunami o Seiche).

En los arroyos El Saltillo y del Salto se encuentran otros dos flujos de menor magnitud que el anterior. La pendiente del primero es de 6 grados, mientras que la del segundo es de 5 grados. Su relieve es suavemente ondulado con presencia de bloques en su superficie aunque muestran más densidad de vegetación que el flujo anterior. La zona de arranque de estos flujos (Foto 6) se encuentra en las cabeceras de sus respectivos valles del cual se habrían desprendido depósitos volcánicos y de till. Probablemente estos flujos, al igual que el anterior descrito, se desarrollaron en un evento, movilizándolo un gran volumen de roca y lodo en muy poco tiempo. Estos flujos no fueron simultáneos, primero ocurrió el que marchó por el valle del arroyo El Saltillo y luego el que circuló por el valle del arroyo del Salto.

Al abandonar el valle estrecho, el flujo pasó sobre una escarpa de dirección perpendicular a éste y de gran altura que al alcanzar el lago se expandió en forma de

abanico ocupando el 50 % del ancho del lago Paimún. Esta intromisión abrupta del flujo en el lago al igual que el flujo descrito anteriormente, posiblemente habría producido otra ola gigante.

El flujo que se desarrolló por el valle del arroyo Raquitué es el que presenta mayor pendiente de los antes descrito, siendo esta de unos 7,5 grados.

b) Deslizamientos

Son movimientos en masa que evidencian un desplazamiento a lo largo de una superficie de ruptura donde la masa desprendida se moviliza en forma prácticamente unitaria.

Estas geoformas son de poca importancia areal, se ubican en la margen norte del lago Huechulafquen. Cuatro deslizamientos se identificaron a metros del puesto Vda. De Barriga próximos a la ruta provincial 61. Estos deslizamientos se desarrollaron sobre las morenas Los Helechos II.

c) Talud y Conos de deyección

Estas geoformas se originan como consecuencia del accionar de los procesos de meteorización física, los cuales originan el desprendimiento continuo de fragmentos de rocas de los barrancos. Particularmente, se ubican donde los glaciares erosionaron profundamente el sustrato rocoso durante el último periodo glacial originando abruptos barrancos.

Muchos de estos acantilados están atravesados por barrancos en forma de embudo al pie de los cuales se acumularon los fragmentos de rocas originándose los conos de deyección. La coalición lateral de estos conos forma los taludes.

Cuando existe una gran diversidad en el tamaño de las partículas, las piezas más grandes llegan hasta la base del cono debido a su mayor impulso, mientras que los granos más finos se depositan en la parte superior.

En el área de estudio, los conos de deyección son de poco desarrollo areal (Foto 23) y se los puede ubicar en la ladera este cerca de la cabecera del valle del Arroyo Rucu Leufú y en la ladera este del valle del arroyo Hueyeltué al pie del cerro Bayo. Los depósitos de talud se ubican en las cabeceras de los arroyos El Salto y del Saltillo y en los laterales del valle del arroyo Hueyeltué.

5.5 Geomorfología de origen Fluvial

5.5.1 Geoformas de acumulación:

a) Abanicos aluviales

Los abanicos aluviales se desarrollan cuando una corriente fluvial de gradiente alto abandona un valle estrecho en terrenos montañosos y sale súbitamente a una llanura amplia y llana. La caída brusca de velocidad hace que la corriente libere rápidamente su carga de sedimento en una acumulación que tiene forma de abanico. Normalmente, el material grueso se deposita cerca del ápice del abanico, mientras que el material más fino es transportado hacia el pie.

Los abanicos desarrollados en el área de estudio son típicamente de climas húmedos, donde las precipitaciones juegan un rol importante y la disponibilidad de material proveniente de morenas es abundante. Se encuentran principalmente sobre la margen norte y sur del lago Huechulafquen y en los faldeos del valle del arroyo Hueyeltué. El de mayor importancia areal se encuentra en la desembocadura del arroyo Blanco, presentando una longitud máxima desde el ápice hasta la zona distal de 2.500 metros y una pendiente menor a 1 grado. Otro abanico que cabe destacar es el que se encuentra frente al Puerto Canoas en la angostura que forman los lagos Paimún y el lago Huechulafquen. Presenta una pendiente de 9,5 grados y en él se observa que el perfil de frente es convexo hacia arriba (Foto 18) y en una vista lateral se observa un perfil cóncavo hacia arriba, ambas cualidades características de los abanicos aluviales (Foto 19).

b) Planicie de agradación

Estas geoformas se ubican en la cabecera del lago Paimún ocupando la totalidad de la Pampa Grande, en la cabecera del lago Epulafquen sobre las márgenes del Río Ocon y en el valle del río Commopuli. Se formaron como consecuencia de la agradación luego del retiro de los glaciares.

5.6 Geomorfología de origen litoral-lacustre

Se reconocieron algunas zonas de “**playa**” ubicadas principalmente sobre las riberas de sotavento. Están integradas por depósitos de arenas negras finas a gruesas, generalmente monomícticas de rocas volcánicas. Puesto que la presencia de material suelto facilita la formación de las mismas, se desarrollan generalmente donde hubo o hay procesos de remoción en masa y procesos de agradación fluvial

Se pueden destacar las playas ubicadas en la costa de la Pampa Grande, sobre los flujos y abanicos aluviales que se encuentran a las orillas de los lagos y en la desembocadura del río Ocon entre otros de menor importancia. En la mayoría de estas playas se observaron **bermas lacustres** (Fotos 24 y 25) que registran las marcas de oleaje e inundación estacional.

Si bien las playas son arealmente escasas se destaca la importancia de estas geoformas por desarrollarse en ellas numerosas actividades de recreación, áreas de acampe, puerto náutico y muelles.





Foto 8: Cabecera del valle del arroyo Rucu Leufú. Artesa glaciaría y morenas.



Foto 9: Morenas de terminales de empuje.



Foto 10: Estrías sobre rocas de la Fm. Huechulafquen. Isla de los chivos



Foto 11: Roca aborregada sobre Fm. Huechulafquen.



Foto 12: Artesa del arroyo Hueyeltué.



Foto 13: Artesa del lago Huechulafquen.



Foto 14: Coladas El Escorial.



Foto 15: Vista de perfil del Cono La Angostura.



Foto 16: Vista de frente de la colada del Arenal.



Foto 17: Cráter del Cono La Angostura.



Foto 18 : Vista de frente abanico aluvial.



Foto 19 : Vista lateral abanico aluvial.

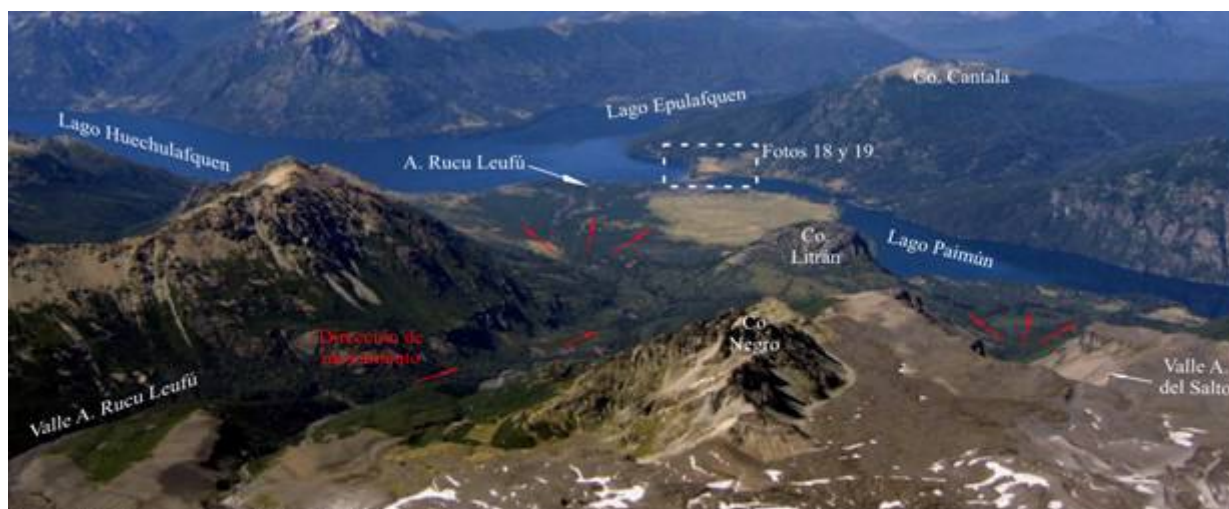


Foto 20: Vista superior flujos rápido



Foto 21 : Vista de frente flujo rápido A. Rucu Leufú.



Foto 22: Superficie del flujo rápido del A. Rucu Leufú.



Foto 23: Conos de deyección.

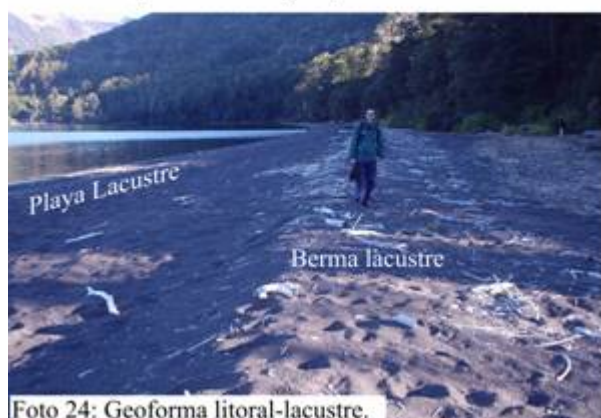


Foto 24: Geoforma litoral-lacustre.



Foto 25: Geoforma litoral-lacustre.

6. EVOLUCIÓN PALEOGEOMORFOLÓGICA

Para una mejor interpretación del texto se sugiere acompañar la lectura con los mapas geológico, geomorfológico y con la imagen satelital adjunta.

Los Andes Patagónicos exhiben singulares rasgos de un pasado glacial que ha dejado claras evidencias morfológicas y sedimentarias de distintos avances glaciarios alternados con eventos volcánicos, desde los tiempos pliocenos hasta la actualidad.

En el comienzo del Pleistoceno inferior se produce a nivel regional un gran acontecimiento climático frío que desencadena un avance glacial, más antiguo que los reconocidos en esta zona. Estos depósitos no fueron observados en la zona estudiada ya que el frente del glaciar se habría extendido más hacia el este del área abarcada en este trabajo.

Luego, durante el siguiente período interglacial, se producen eventos volcánicos desarrollados en el margen oriental del área de estudio donde extensas coladas de basalto olivínico (Formación Hueyeltué) se derramaron sobre una superficie horizontal previa.

En el Pleistoceno medio, se inicia la construcción de un edificio volcánico que correspondió a un estratovolcán antiguo (Unidad Lanín 1) (UL 1) y que constituyó un núcleo separado de las unidades más jóvenes. Este evento se caracterizó por la emisión de coladas dacíticas, de espesores métricos, que generó una superficie subhorizontal o de suave inclinación al sureste, alcanzando como mínimo 300 m de espesor. No se reconoce un centro emisor para estas coladas, aunque Lara *et al.*, (2004) sugieren por la disposición aislada, su inclinación primaria y sus direcciones de flujo principalmente al sureste, que el origen del centro emisor se encuentra situado en un lugar diferente del edificio moderno. Estos mismos autores indican que este evento sucedió antes de los 200 ka.

Cuando las variaciones climáticas se establecieron hacia el siguiente período glacial, las lenguas glaciarias incipientes ocuparon los nuevos valles fluviales, principalmente en los actuales lagos Huechulafquen, Paimún y Epulafquen, Pampa de Paimún, arroyos Hueyeltué, Raquitué y Rucu Leufú (Fig. 6-1). De esta forma, el hielo actuó sobre este estratovolcán más antiguo dejando su superficie profundamente disectada

por artesas y circos glaciarios. El retiro de esta glaciación dejó una serie de depósitos morénicos (Drift Los Helechos I) (LH I) que se ubicaron en los laterales del valle del lago Huechulafquen y donde el cierre morénico se situó aguas abajo de la desembocadura del lago Huechulafquen, sobre los laterales del valle del río Chimehuin, fuera del área de estudio. El siguiente período interglacial prolongado permitió que los valles moldeados previamente por la acción del hielo fueran vigorosamente profundizados.

Otro evento volcánico sucedió en las proximidades del estratovolcán antiguo. Este evento, considerado como la primera etapa de construcción del actual volcán Lanín (Unidad Lanín 2) (UL 2), se inició en el Pleistoceno superior. En esta primera fase de edificación surgieron extensas coladas basáltica y andesítico-basáltica que se situaron radialmente en la base del edificio volcánico actual. En el flanco sur del volcán, la lava se desarrolló hasta la actual costa norte del lago Paimún donde tuvo un emplazamiento subglacial (Lara *et al.*, 2004), formando de esta manera una prominente escarpa paralela a la costa del lago. Los mismos autores le asignaron una edad entre 90-14 ka. Simultáneamente a la construcción de la primera etapa del volcán Lanín, hacia finales del Pleistoceno superior, se produce a nivel global otro acontecimiento climático frío que desencadena en el último avance glacial del Pleistoceno (Fig. 6-2) conocido como la “Última Glaciación”. Esta glaciación no se extendió más allá del límite este de la glaciación previa. La máxima expansión y posteriores oscilaciones de la última glaciación son registradas a través de un arco morénico (Drift Los Helechos II) (LH II), responsable quizás del endicamiento del lago Huechulafquen. El intrerglacial fluvial previo que profundizó en los valles, determinó que el piso de esta glaciación se ubicara por debajo del piso de la glaciación anterior. Por esta razón, las morenas Los Helechos II se ubican topográficamente por debajo de las morenas Los Helechos I (Fig 3-1).

Posteriormente al último evento glacial del Pleistoceno le sucede otro evento volcánico que constituyó la segunda etapa de construcción del volcán Lanín (Unidad Lanín 3) (UL 3). Este evento se caracterizó por varias sucesiones de coladas basálticas y andesíticas que formaron el núcleo del edificio moderno. Algunas coladas se canalizaron por el valle del arroyo Rucu Leufú. Lara *et al.*, (2004) le asignaron a estas coladas una edad entre 14-9,81 ka.

Durante el Holoceno, varios avances y retrocesos neoglaciales, de menor magnitud que en el Pleistoceno, tuvieron lugar en la zona, desarrollando numerosos glaciares de montaña.

El primero de los eventos neoglaciales registrado en el área de estudio se desarrolló en el Holoceno temprano. El retiro de la primera neoglaciación dejó una serie de acumulaciones definidas como Drift Rucu Leufú.

En una etapa interglacial posterior, la acción fluvial produjo la profundización del valle del arroyo Rucu Leufú y el consecuente aumento de las pendientes. Posiblemente, una nevada abundante seguida de lluvias torrenciales removilizaron los materiales inestables de esas pendientes y promovieron a los episodios de remoción en masa, desencadenando flujos rápidos que se encausaron por los valles de los arroyos Rucu Leufú hasta desembocar en el lago Paimún. Este flujo pudo haberse generado en como mínimo dos eventos, movilizandando una gran cantidad de volumen de roca y sedimento en muy poco tiempo. Del mismo modo sucedió con los flujos que se encausaron por los valles del arroyo El Saltillo y del Salto. Al abandonar el valle estrecho, el flujo del arroyo Rucu Leufú perdió velocidad y se expandió en forma de abanico ocupando el 90% del ancho del lago Paimún. Esta intromisión abrupta del flujo en el lago pudo haber producido una gran ola (Tsunami o Seiche). Hacia fines del interglacial, los procesos fluviales habían actuado sobre el flujo del arroyo Rucu Leufú profundizándolo y dejando su nuevo nivel de base aproximadamente a 15 m (cabecera del flujo) por debajo de la superficie original.

Para el Holoceno medio los flujos lávicos emitidos del edificio volcánico moderno, que lo cubren especialmente en sus flancos norte y occidental, como las coladas de los centros adventicios (Conos Paimún), completan la construcción del volcán Lanín. La colada que surgió de los conos Paimún cubrió parcialmente a los depósitos morénicos Rucu Leufú para luego encausarse por un valle secundario. Esta colada se dividió en dos lóbulos, uno que alcanzó la cabecera del arroyo del Salto y otro que llegó hasta el arroyo Rucu Leufú, recorriéndolo aguas abajo 1,5 kilómetros.

Un nuevo avance neoglacial tuvo lugar entre los 900 a 500 años AP (Neoglacial VI) y entre los 300 a 100 años AP (Neoglacial VII) conocida como la “Pequeña edad de Hielo temprana y tardía” (Strelin *et al*, 2002), respectivamente. En su máximo avance (Fig.

6-3), alcanzado en el AD 1769 (Brandani *et al.*, 1986), llegó a cubrir parcialmente la colada de los conos Paimún. Durante su retiro dejó una serie de acumulaciones representadas por las Drift El Saltillo y sus depósitos glacifluviales activos.

Simultáneamente a los avances y retrocesos neoglaciales durante el Holoceno, ocurrieron eventos volcánicos menores, periféricos al volcán Lanín que no estaban vinculados genéticamente a él (Lara *et al.*, 2004) y que se caracterizaron por la emisión de lavas y piroclastos. El primero de ellos en desarrollarse fue el cono hidromagmático La Angostura, situado en la unión de los lagos Epulafquen y Huechulafquen. La formación de este cono tuvo dos etapas de construcción evidenciadas por la presencia de dos cráteres contenidos uno dentro del otro. La interacción entre el magma y el agua pudo haber sido a una profundidad suficientemente pequeña ya que así lo demuestran las rocas analizadas por Corbella y Alonso (1989). Este cono surgió abruptamente (evento explosivo) por encima del lago esparciendo sus cenizas y piroclastos a ambos lados de la costa del mismo. Los flujos piroclásticos que pudieron haber surgido del cono siguieron la tendencia dominada por los vientos de reinantes en la zona, con dirección este. Los eventos explosivos dejaron como resultado un cono de 50 metros por encima del nivel del lago actual y un diámetro en la base de 850 metros, formando una pequeña angostura en su parte noreste del lago por el cual pasan hoy en día las embarcaciones para turismo.

Por otra parte, al suroeste del volcán Lanín se sucedía otro acontecimiento hidromagmático que dio origen a los conos del Arenal, ubicados en la antigua costa de lo que posiblemente pudo haber sido un brazo secundario al lago Paimún (Corbella y Alonso, 1989). Estos conos han sido construidos por eventos explosivos, propios de una erupción freatomagmática, originados en la interacción del magma y el agua. La nube piroclástica avanzó hacia el este, producto de los vientos dominantes en la zona depositando gran parte de cenizas en el cerro Berbecho. La profundidad en la cual se produjo la interacción parece haber sido aquí mas profunda que el cono La Angostura, manifestado por una menor vesiculación de los clastos juveniles y una presencia mas conspicua de los fragmentos del basamento. Luego de este evento explosivo, surgieron de la base de los conos extensas coladas basálticas que alcanzaron al lago Paimún (Lara *et al.*, 2004). Estas coladas se desarrollaron en varios eventos los cuales fueron canalizándose por distintos lugares.

Hace tan solo 200±90 años AP (Invar *et al.*, 1995) se producía el evento magmático más joven registrado en la zona de estudio. Un evento explosivo dio lugar el origen del cono piroclástico Achen Ñiyeu, posteriormente surgieron extensas coladas aa de composición basáltica de una boca situada sobre el cono cinéreo, distinta de la cual surgieron los flujos piroclásticos (Masoni y Stura, 1993). Estas coladas se encausaron por el valle del arroyo El Escorial hasta llegar al lago Epulafquen, invadiéndolo parcialmente y generando una costa extremadamente áspera y recortada.

Cuadro 6.1: Cuadro temporal de los sucesos volcánicos y glaciarios.

EVENTO CLIMÁTICO	SUCESOS VOLCÁNICOS Y GLACIARIOS		EDAD
Neoglaciación VII (Pequeña Edad del Hielo Tardía)		Coladas El escorial	200± 90 años AP (Invar <i>et al.</i> , 1995)
	Morenas El Saltillo		1769 AD (Brandani <i>et al.</i> , 1986)
Interglacial	Coladas Cono Paimún	Conos y coladas El Arenal	
	Profundización		
	Flujo rápido Rucu Leufú	Conos La Angostura	
	Profundización		
Neoglaciación I ?	Morenas Rucu Leufú		5500 a 8500 años AP (Strelin <i>et al.</i> , 2002)
Interglacial	Coladas basálticas y andesíticas (UL3)		9,81- 14 ka (Lara <i>et al.</i> , 2004)
Glaciación	Morenas de empuje (LH II)	Coladas basálticas y andesítico-basálticas (UL 2)	14- 90 Ka (Lara <i>et al.</i> , 2004)
Interglacial	Profundización		
Glaciación	Morenas de empuje (LH I)		
Interglacial	Coladas dacíticas (UL 1)		< 200 Ka (Lara <i>et al.</i> , 2004)
	Coladas olivínicas (Fm Hueyeltué)		
	Profundización		
Glaciación			

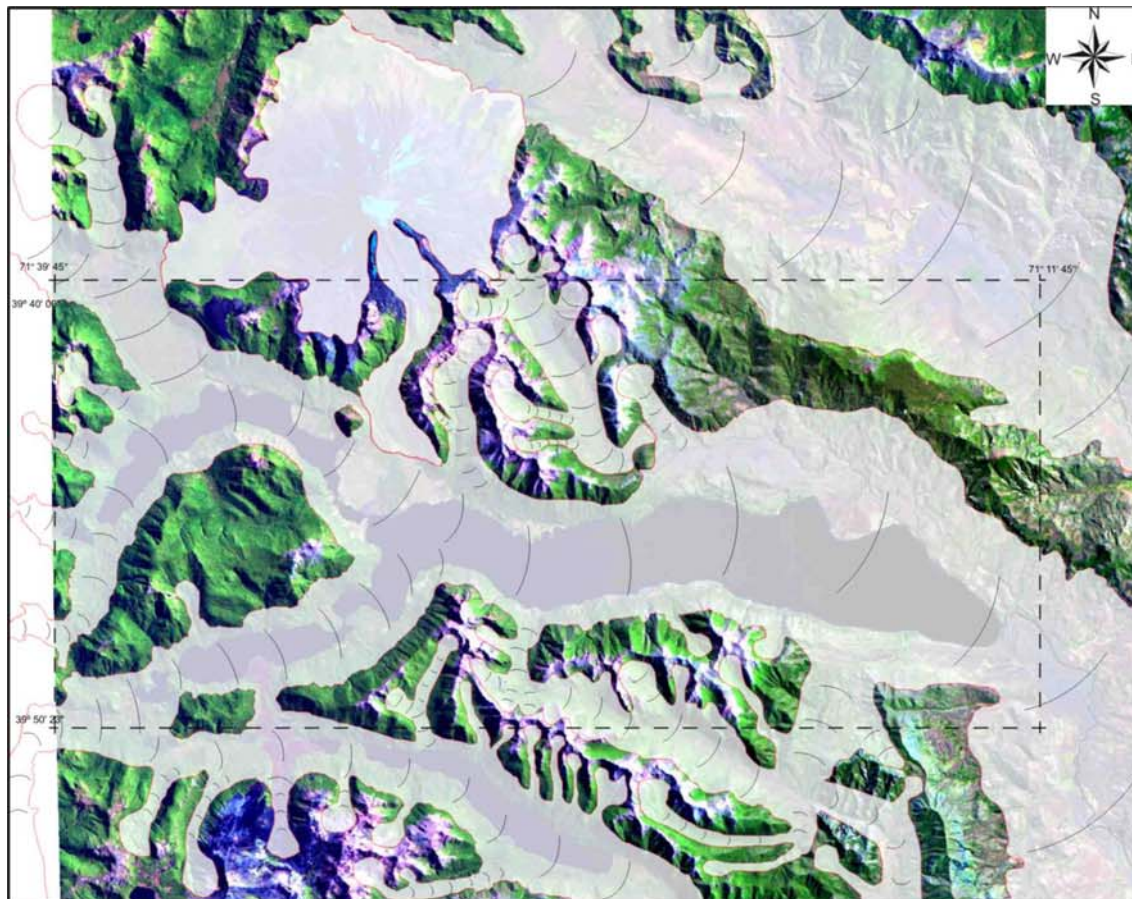


Fig. 6-1: Esquema aproximado del comportamiento de los glaciares en el Pleistoceno medio.



Fig. 6-2: Esquema aproximado del último avance glacial del Pleistoceno.

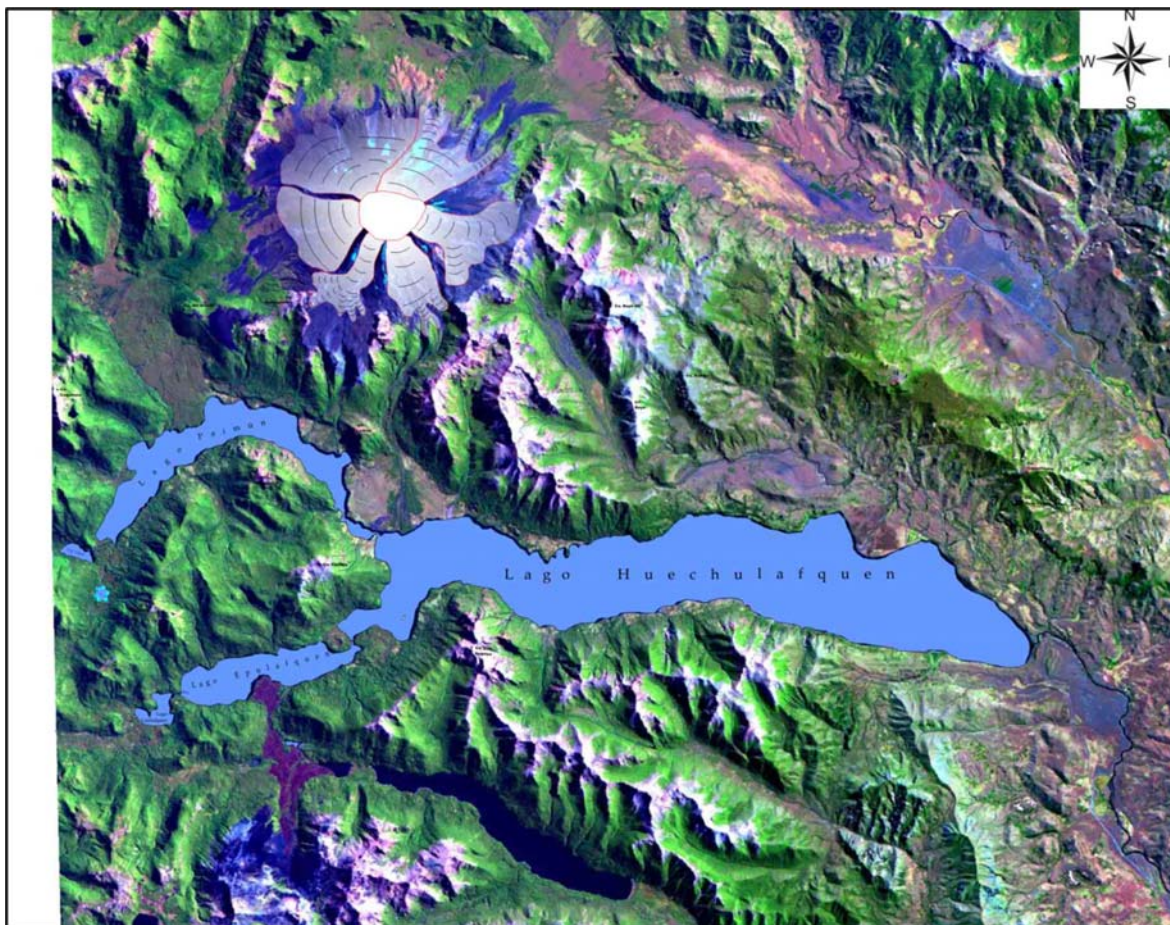


Fig. 6-3: Esquema aproximado de máximo avance de los glaciares de montaña alcanzado durante la Pequeña Edad del Hielo.

7. PELIGROS GEOLÓGICOS

Los procesos de remoción en masa son unos de los principales factores de peligrosidad geológica en el área de estudio. El mayor grado de peligrosidad está vinculado al volcán Lanín. Los volcanes de gran altura y de pendientes empinadas como éste, con abundante cobertura glacial en su cima, acumulación de nieve invernal sobre las laderas seguida de precipitaciones líquidas intensas y la disponibilidad de material suelto (piroclastos y till), favorecen la generación de flujos rápidos. La inestabilidad del casquete glacial y la gran movilidad que experimentaron en el siglo XX los glaciares del flanco sur (Lliboutry, 1956; Acuña *et al.*, 2003) aumenta la posibilidad de aludes.

Por otro lado, el volcán Lanín no presenta actividad volcánica visible ni eruptiva documentada históricamente. Sin embargo, emisiones de lavas del sector central han ocurrido entre 2.170±70 y 1.650±70 años AP (Lara *et al.*, 2004) y, manifestaciones eruptivas en los centros adventicios (conos Paimún) serían anteriores al siglo XVIII. Según estos antecedentes, el volcán Lanín debe considerarse activo. La peligrosidad volcánica no solo está relacionada con el volcán Lanín, los conos piroclásticos periféricos a él como el Arenal, la Angostura y el Achen Niyeu mostraron actividad durante el Holoceno. Éste último es el más reciente, situado a 25 km al sureste del volcán Lanín con una edad de 200±90 años AP (Inbar *et al.*, 1995).

En este trabajo se hará hincapié en los peligros de remoción en masa principalmente, a través de la confección de un mapa de peligrosidad y solo se dará un listado de los posibles peligros volcánicos sin entrar en detalle ya que será motivo de estudio del Dr. A. T. Caselli.

Metodología

Se basó en el análisis e interpretación de fotos aéreas, imágenes satelitales y el posterior reconocimiento de campo. Esta información básica se pudo expresar en los mapas geológico, geomorfológico y de estructuras.

El análisis geológico y geomorfológico ha servido de base para la confección del mapa de peligrosidad. Los criterios utilizados para éste último consideran el tipo de movimiento, las características morfológicas y la litología.

Finalmente, en base a la superposición de la información de los mapas temáticos así obtenidos, se delimitaron zonas de distinta peligrosidad. La zonificación para el área estudiada se realizó en forma cualitativa. Por esta razón, es posible que exista un cierto grado de imprecisión en la división del espacio físico que aquí se plantea. La principal limitación es el grado de subjetividad que deriva del criterio del que los confecciona.

7.1 ASENTAMIENTOS HUMANOS DENTRO DEL ÁREA DE ESTUDIO

En el censo del año 2000 realizado por el Parque Nacional Lanín, la población estaba distribuida en dos comunidades Mapuches (Cañicul y Raquitué) integradas por 149 personas distribuidas en 25 poblaciones. La mayoría de estas poblaciones se ubican próximas a la costa de los lagos o cercanas a los arroyos de carácter permanente (Ver ANEXO, Mapa de Infraestructura y Asentamientos Humanos) motivados por la provisión de agua potable para consumo humano.

Las construcciones que se encuentran en el área de estudio responden a variados destinos, como viviendas rurales, casco de estancia, hosterías, servicios de acampe, escuela puesto sanitario, seccional de guadaparques, destacamento de gendarmería, puesto de prefectura y una capilla.

En la cuenca del lago Huechulafquen cercano al valle del río Chimehuin también existen distribuidas 1169 Has, que forman parte de loteos como resultado del fraccionamiento de antiguas y actuales estancias de propiedad privada (Acosta *et al.*, 2000). El loteo piensa distribuirse en 3000 lotes ubicados sobre la costa norte en el extremo oriental del lago Huechulafquen (Fig. 7-1).

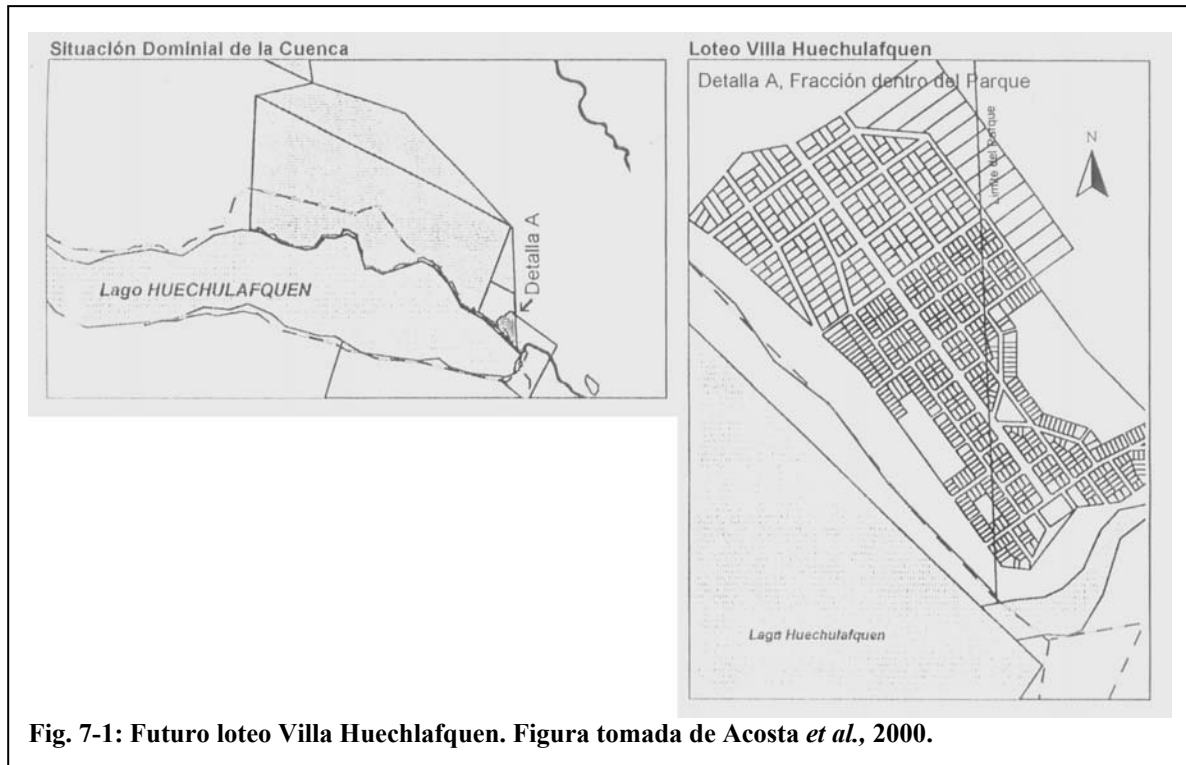


Fig. 7-1: Futuro loteo Villa Huechulafquen. Figura tomada de Acosta *et al.*, 2000.

Principales usos del suelo:

- Uso ganadero

El primer uso que se le comenzó a dar a la tierra fue de tipo ganadero. Básicamente consistió en la cría de ganado vacuno por parte de sus primeros pobladores, los cuales se ubicaron donde actualmente se hallan las poblaciones.

La mayoría de los antiguos pobladores no tenían veranadas, ya que utilizaban los lugares circundantes a sus viviendas, debido a las características del buen pasto que allí obtenían. La veranada sobre la Pampa del Paimún fue utilizada desde fines del siglo pasado por las poblaciones ubicadas en ese sector. La introducción de ovejas se habría producido aproximadamente entre los años 1925/30. La mayoría de los pobladores criaban ganado vacuno y ovino, destacándose las ovejas y los chivos. Estos últimos fueron prohibidos con la creación del Parque Nacional Lanín, en 1937. Solo queda el recuerdo de su presencia en el nombre de un cerro y de la isla del lago Huechulafquen.

En 1986 comenzó nuevamente el uso de una veranada. Actualmente existen 3 puestos de veranadas, 1) sobre el valle del arroyo de Hueyeltué, 2) en la desembocadura del arroyo El Saltillo y 3) cercano a la seccional Paimún (Acosta *et al.*, 2000).

- Uso agrícola

Se cultivaba trigo, avena, cebada, lino (utilizaban su semilla con fines medicinales) y papas. Animismo, existían grandes huertas donde sobresalían las plantaciones de arveja y haba. Los cultivos se hallaban a ambos lados de lo que hoy es la Ruta Provincial N° 61 y en la zona del Paimún. Hoy en día estas prácticas quedaron en desuso (Acosta *et al.*, 2000).

- Uso forestal

En 1958 se termina el uso forestal de la tierra. La extracción de madera se realizó en Paimún al pie del cerro Cantala y cercano al arroyo Burriquete. Las sendas todavía están visibles (Acosta *et al.*, 2000).

- Uso turístico y recreativo

El uso turístico es netamente estival, el campamentismo y la pesca deportiva son las actividades más comúnmente realizadas. La margen norte del lago Huechulafquen es una de las zonas que recibe mayor afluencia turística. Se evidencian problemas erosivos y otros impactos en las áreas de acampe más utilizadas, aunque estos problemas afectan en su mayoría áreas puntuales (Acosta *et al.*, 2000).

La infraestructura turística se concentra principalmente en las márgenes norte de los lagos Paimún y Huechulafquen. Allí se ubican 3 hosterías, 4 campamentos públicos con servicios y varias áreas de acampe agreste. También existen algunas áreas de acampe en la margen sur del lago Huechulafquen (Ver ANEXO, Mapa de Infraestructura y Asentamientos Humanos).

7.2 PELIGROSIDAD DEBIDO A PROCESOS EXÓGENOS

7.2.1 REMOCIÓN EN MASA

Los procesos geomórficos de mayor magnitud observados en la zona, que conllevan peligro para la vida humana, responden a eventos de remoción en masa. Constituyen los procesos geológicos activos más abundantes y espectaculares que tienen lugar en la cuenca del lago Huechulafquen. Se han identificado los siguientes peligros a la remoción en masa: 1) flujos rápidos, 2) deslizamientos, 3) caída de rocas y, 4) aludes.

1) Flujos rápidos

Estos flujos se producen cuando el material se desplaza pendiente abajo en forma de un fluido viscoso. Los flujos presentan deformación continua debido a que el material se mueve con mayor velocidad en el sector superior del mismo y carecen de superficie de deslizamiento. La mayor parte de los flujos están saturados en agua y se mueven normalmente siguiendo una forma de lengua o lóbulo. Estos flujos se mueven muy rápidamente alcanzando velocidades entre 1 cm/seg y 100 m/seg. Una intromisión abrupta y voluminosa del flujo en el lago podría producir una gran ola (Tsunami o Seiche) generando inundaciones en las costas del lago, y de acuerdo a la magnitud del evento podrían producirse también inundaciones en las márgenes del río Chimehuin.

Varios factores naturales condicionan la formación de estos flujos: una nevada copiosa seguida de precipitaciones líquidas intensas, las pendientes sobreempinadas, la presencia de material poco consolidado sobre ellas (till y piroclastos) y movimientos sísmicos. En la zona de estudio ya han sucedido estos eventos de remoción en masa los cuales fueron representados en un mapa geomorfológico. Este hecho indica que estos procesos son muy dinámicos y que pueden suceder en cualquier momento si se combinan algunos de los factores condicionantes.

Teniendo en cuenta los meses que más precipitaciones registra la zona (Ver Cap. 2.3), estos flujos podrían producirse con más frecuencia entre los meses de mayo a octubre.

Descripción de las áreas de peligro: Los flujos reconocidos en el área de estudio se encuentran mayormente sobre las costas norte del lago Huechulafquen y Paimún. Se

desarrollaron por el valle de los arroyos Rucu Leufú, El Saltillo, del Salto y Raquitué, como así también sobre el valle del arroyo Hueyeltué. Cabe destacar que estos valles se encuentran altamente vinculados con las laderas del volcán Lanín ya que se ubican radialmente a él. Éstas laderas se encuentran desprovistas de vegetación a partir de la línea de nevé ubicada a una cota promedio de 1.800 m.s.n.m lo que facilita la generación de estos procesos.

Nuevos procesos podrían descender por los valles de los arroyos El Saltillo, El Salto, Rucu Leufú y Hueyeltué. Si ocurriesen episodios muy grandes también llegarían a la pampa de Paimún y a los seis cursos fluviales ubicados entre la Pampa de Paimún y el arroyo El Saltillo.

2) Deslizamientos

Son movimientos en masa que evidencian un desplazamiento a lo largo de una superficie de ruptura donde la masa desprendida se moviliza en forma prácticamente unitaria.

Estas geoformas son de menor importancia areal con respecto a los flujos, se ubican en la margen norte del lago Huechulafquen y se encuentran asociados a las morenas de empuje del pleistoceno.

El principal factor natural que favorece la formación de estos deslizamientos es el tipo de material que lo conforma (Till) y a la presencia de una superficie de deslizamiento (basaltos de la Formación Hueyeltué).

Descripción de las áreas de peligro: Las áreas de peligro para este tipo de deslizamiento comprenden el sector este del área de estudio, quedando confinados en las zona donde están las morenas. En estas zonas los tipos de deslizamientos que se podrían producir son los de tipo rotacional y los de tipo traslacional siendo más comunes los deslizamientos de detritos (*Debris Slides*).

3) Caída de rocas

Es un proceso en el cual la masa de roca en movimiento viaja la mayor parte de la distancia por el aire, incluye caída libre, saltos y rebotes así como el rodado de fragmentos de roca y suelo.

El principal factor que favorece la caída de rocas es la orientación de la estructura ya que el fuerte diaclasamiento es propicio para la generación de caídas.

Descripción de las áreas de peligro: El proceso tiene lugar en paredones subverticales, conformado por granitoides densamente diaclados que durante las lluvias se ven sometidos a un aumento de presión en sus grietas, facilitando el desprendimiento y caída de rocas. Generalmente, se observan las caídas de bloques en los sectores donde el personal de vialidad provincial realiza voladuras con el objetivo de ensanchar las rutas provinciales y los caminos secundarios. La importancia de estas estructuras radica en que favorecen el desprendimiento de bloques, generando continuos cortes en la ruta.

Las áreas de peligro son:

- **Ruta provincial 61**

1. Sobre la ladera sur del cerro Litrán (W 71°31'21''; S 39°43'27''), rumbo de la ruta N25°S siendo las siguientes orientaciones las que generan peligro: Az 0°, i=38°W; Az=105°, i=70° SW y Az= 338°, i=90°.
2. Trayecto desde el arroyo de las Tierras Coloradas hasta el puesto Vda. de Barriga.

- **Ruta provincial 62**

1. Trayecto desde el margen de la colada del Escorial hasta el extremo oeste del lago Epulafquen.

- **Camino secundario que recorre la costa sur del lago Huechulafquen:**

1. Trayecto desde puesto La Plantación hasta el arroyo Metrenco.

4) Aludes

El mecanismo de formación de estos aludes es espontáneo, ya sea por un aumento progresivo de las tensiones (nuevas nevadas, mayor peso) o por lenta disminución de la resistencia (agua que se infiltra entre la nieve y el sustrato).

Se han observado pocos fenómenos de estas características, el más reciente se produjo en la zona de Bahía Cañicul, ubicado en la margen norte del lago Huechulafquen. Según relatos de pobladores (Flia. Cañicul), este alud se produjo hace unos 10 a 20 años en un invierno donde las precipitaciones sólidas fueron las más abundantes hasta ese momento. En su recorrido se observa el arranque de numerosos árboles (Foto 26).



Foto 26. Arranque de árboles generado por un alud

Factores naturales que desencadenan los procesos de remoción en masa

Precipitaciones: Las precipitaciones en la cuenca del lago Huechulafquen presentan un gradiente longitudinal importante producto de la influencia de la Cordillera de los Andes,

la cual produce en el extremo oeste, por enfriamiento y condensación de los vientos del oeste, lluvias de 3500 mm anuales. Mientras que en el extremo este (naciente río Chimehuin) llueve solo 1000 mm anuales aproximadamente. Los meses de mayor precipitación se registran de mayo a agosto (Fig. 2-1, 2-2, y 2-3), siendo éstos los meses de mayor peligro.

Además del gradiente longitudinal existe un gradiente altitudinal que determina secundariamente la distribución de las lluvias y principalmente de las temperaturas medias (8-10 °C) dentro de la cuenca. Esto se evidencia claramente en la imagen satelital por la presencia o falta de la vegetación.

Los dos parámetros relacionados con las precipitaciones que tienen incidencia directa en la zona son: las nevadas abundantes que se acumulan durante una tormenta que dura varios días seguida de lluvias copiosas y que genera la fusión de la nieve acumulada produciendo gran cantidad de agua la cual puede infiltrarse y/o, correr superficialmente. El efecto que provoca es el siguiente: cuando los poros del sedimento se llenan de agua, se destruye la cohesión entre las partículas, permitiendo que estas se deslicen unas sobre otras con relativa facilidad. Por lo tanto, la saturación en agua reduce la resistencia interna de los materiales, los cuales son puestos fácilmente en movimiento por la fuerza de gravedad.

Pendientes: Los clastos granulares no consolidados adoptan una pendiente estable denominada ángulo de reposo. Éste es el ángulo más empinado en el cual el material se mantiene estable. Dependiendo del tamaño y de la forma de las partículas, el ángulo oscila entre 25 y 40 grados. Los clastos mayores y más angulosos mantienen las pendientes mas empinadas. Si se aumenta el ángulo los derrubios de rocas se ajustarán desplazándose pendiente abajo. Es por ello que la pendiente juega un papel preponderante en el control de los procesos de remoción en masa.

Mediante la extrapolación sobre las hojas topográficas se midió la inclinación de las pendientes sobre las laderas sur y este del volcán Lanín y sobre las márgenes norte y sur del lago Huechulafquen. Se eligieron las márgenes del lago y los tramos descritos en los cuadros ya que coincide con el trazado de los caminos secundarios y de la ruta 61, principales vías de comunicación del Parque.

Laderas del volcán Lanín:

Zona	Pendiente
Ladera sur	23 grados
Ladera este	18 grados

Costa norte del lago Huechulafquen:

Zona	Pendiente
Entre la seccional Paimún y el arroyo El Saltillo	14 grados
Entre el arroyo El Saltillo y el puesto Piedra Mala	10 grados
Entre los arroyo Raquitué y Tauss	24 grados
Entre los arroyos Tauss y de las Tierras Coloradas	28 grados
Entre arroyo de las Tierras Coloradas y el puesto Vda. de Barriga	25 grados
Entre puesto Vda. de Barriga y la Ea. Los Helechos	12 grados
Entre la Ea. Los Helechos y el río Chimehuin	4 grados

Costa sur del lago Huechulafquen:

Zona	Pendiente
Entre el puesto La Plantación y el arroyo Metrenco	26 grados
Entre puesto La Plantación y el arroyo Chimehuin.	9 grados

Litología: En gran parte de la zona de estudio (centro y occidental) aflora el basamento cristalino altamente diaclasado, constituido principalmente por granitoides. En el sector oriental se sitúan los depósitos glaciares del pleistoceno muy friable y poco consolidado (Drift Los Helechos I y II) ubicados sobre vulcanitas y piroclastitas de las Formaciones Aseret y Chimehuín. Depósitos aún menos consolidados corresponden a los piroclastos de erupciones recientes y a los depósitos de till neoglaciales que se ubican en los faldeos del

volcán Lanín. Estos depósitos todavía no han sufrido procesos de litificación. La disponibilidad de materiales poco consolidados facilita los procesos de remoción aumentando los rangos de peligrosidad.

Orientación de la estructura: La estructura de los granitoides, que constituye la mayor extensión areal en la zona de estudio, se caracteriza por estar densamente diaclasada. Estas ya fueron descritas en el Capítulo 4.

Vegetación: Si bien la zona de estudio se encuentra altamente vegetada, presenta tanto variaciones longitudinales (Oeste–Este), como altitudinales (900 – 3.776 m.s.n.m). Longitudinalmente varía en forma gradual disminuyendo su densidad hacia el este. Esto se debe principalmente a las variaciones en las precipitaciones. Altitudinalmente el cambio es mas abrupto marcado por la línea de nevé, situada a una cota aproximada de 1.600 m.s.n.m., por arriba de esta cota la vegetación desaparece abruptamente quedando el suelo desprovisto de cobertura vegetal. La poca o nula presencia de vegetación favorece los procesos de remoción en masa.

Zonificación de la peligrosidad debida a los procesos de Remoción en Masa

La delimitación de las zonas de peligrosidad fue elaborada a partir de la combinación de la información brindada por los mapas geológicos y geomorfológicos.

La peligrosidad a la remoción en masa se dividió en cuatro zonas:

Zona de peligrosidad muy alta: Corresponden a las laderas del volcán Lanín que presentan fuerte inestabilidad de pendientes y a los valles que descienden de él, los cuales disponen en su cabecera de materiales inconsolidados como depósitos de till neoglaciales y de caída de piroclastos.

Zona de peligrosidad alta: Corresponden a las laderas de relieve montañoso, donde tienen lugar los depósitos coluviales.

Zona de peligrosidad moderada: Corresponden a los sectores de relieve ondulado, conformados por los depósitos morénicos pleistocénicos y zonas próximas a los márgenes de los arroyos.

Zona de peligrosidad baja: Corresponden a las áreas de escasa pendiente o relieve llano.

7.2.2 FLUVIAL

1) Erosión y desborde de ríos

La erosión se desarrolla sobre terrenos donde el material involucrado puede ser removido fácilmente. Este fenómeno fue observado sobre los flujos, abanicos aluviales y sobre las morenas pleistocénicas. Constituyen cursos de agua permanentes o efímeros que discurren por terrenos de pendientes fuertes a suaves y que durante los meses de deshielo y de mayores precipitaciones son capaces de movilizar grandes volúmenes de agua y sedimentos llegando en algunos casos a salir del cauce natural.

Los sectores afectados por este proceso son los tramos de las rutas provinciales 61 y 62 como así también los caminos secundarios donde los arroyos no entubados cruzan el camino. Cabe recordar que todos los caminos dentro del área de estudio son de ripio.

7.3 EFECTOS DE LOS PROCESOS DE REMOCIÓN EN MASA Y PROCESOS FLUVIALES A LA INFRAESTRUCTURA.

Tipo de evento	Componentes	Efecto
Flujos rápidos	Viviendas rurales, hostería, seccional guardaparque, escuelas, caminos, puentes, áreas de recreación, puerto	Destrucción y arrastre, inundación, obstrucción y destrucción de puentes, obstrucción de caminos
Deslizamientos	caminos	Obstrucción y cortes de caminos
Caída de rocas	caminos	Obstrucción y cortes de caminos
Aludes	Viviendas, áreas de recreación, caminos	Destrucción, obstrucción de caminos
Erosión y desborde de ríos	Viviendas, áreas de recreación, caminos, puentes	Inundación, cortes momentáneos de caminos, destrucción de puentes

Tabla 7.1 Posibles efectos directos de los procesos de remoción en masa y procesos fluviales sobre la infraestructura en el Parque Nacional.

7.4 PELIGROSIDAD DEBIDO A PROCESOS ENDÓGENOS

7.4.1 VULCANISMO

Aunque el volcán Lanín no presenta actividad eruptiva reciente ni documentada históricamente, la juventud de sus emisiones holocenas sugiere que sea considerado como un volcán activo y potencialmente peligroso.

Teniendo en cuenta la estratigrafía y los rasgos geoquímicos de los productos volcánicos de cada unidad evolutiva, Lara (2004) sugiere un comportamiento cíclico y monótono de las erupciones. Según el mismo autor, la evolución magmática estaría dominada por la cristalización fraccionada en pulsos magmáticos discretos que evolucionarían en un reservorio superficial. El mecanismo de diferenciación controlaría también la forma de evacuación de los magmas, induciendo la salida de magma viscoso desde la zona apical y magmas basálticos desde la periferia del conducto central o desde los centros adventicios. Episodios de colapso parcial del sector central podrían resultar del vaciamiento acelerado de la cámara magmática.

Relacionado a un proceso eruptivo, los peligros volcánicos estarían vinculados con 1) lahares, 2) caída de piroclastos y dispersión de ceniza, 3) colapso parcial de parte del edificio, 4) flujos y oleadas piroclásticas, 5) apertura de cráteres laterales y generación de explosiones dirigidas (blasts) y 6) coladas lávicas.

1) Lahares

Los lahares son flujos rápidos ricos en agua que arrastran gran cantidad de lodo, arena y rocas de dimensiones métricas. Se originan durante lluvias intensas, durante o después de períodos eruptivos intensos. Se movilizan encauzados, con un alto poder destructivo, se depositan en sitios con cambios de pendiente y pueden llegar a decenas de kilómetros desde su fuente. Estos flujos podrían encausarse por los valles del río Paimún, de los arroyos El Saltillo, del Salto, Rucu Leufú y Hueyeltué por el lado sur del volcán.

2) Caída de piroclastos y dispersión de cenizas

Debido a la desgasificación del magma, se producen explosiones que lo fragmentan, formando piroclastos lanzados hacia la atmósfera mediante un chorro de alta velocidad que puede alcanzar varios kilómetros de altura, dependiendo de la magnitud de la erupción. Una vez en la atmósfera, los piroclastos son arrastrados por el viento y luego caen por gravedad.

Según Lara (2004), los piroclastos de dispersión balística se distribuirían radialmente cerca del potencial centro emisor y serían peligrosos hasta un radio de 5 km.

Por otra parte, la dispersión de cenizas, si sigue la tendencia dominada por los vientos de altura en los Andes del Sur, ocurriría con eje de dirección suroeste (Lara, 2004) y, si sigue la tendencia de los vientos del Pacífico ocurriría con eje de dirección oeste.

3) Colapso del edificio volcánico

Los volcanes de gran altura y pendiente son teóricamente proclives al colapso parcial durante un evento eruptivo. Episodios de colapso parcial del sector central podrían resultar del vaciamiento acelerado de la cámara magmática.

4) Flujos y Oleadas piroclásticas

Los flujos piroclásticos se pueden originar por el colapso de domos, coladas de lava o paredes del cráter, o bien, por el colapso debido a la enorme densidad de las columnas de piroclastos. Se mueven canalizados por los valles, son de alta energía, temperatura y velocidad, y con un alto poder destructivo. Otros eventos explosivos asociados, donde interviene el agua subterránea calentada por el magma en ascenso (llamados freáticos y freatomagmáticos), son las llamadas oleadas piroclásticas. Estas presentan gran cantidad de gases, pero son menos calientes, más rápidas y destructivas que los flujos piroclásticos. Las oleadas suelen acompañar a los flujos piroclásticos y normalmente afectan áreas más extensas que los flujos, debido a su gran movilidad por los gases calientes.

Ejemplos de oleadas piroclásticas fueron las emitidas por las explosiones del cono La Angostura y los conos El Arenal. Teniendo en cuenta que el volcán Lanín presenta una masa de hielo en su cumbre podría darse también una erupción freatomagmática.

En el caso de una erupción en el volcán Lanín los flujos se encausarían por la Pampa de Paimún, por los valles de los arroyos El Salto, del Saltillo, Rucu Leufú, Raquitué y Hueyeltué, principalmente. Si el evento fuera muy potente podría avanzar sobre los lagos Huechulafquen y Paimún.

5) Apertura de cráteres laterales y generación de explosiones dirigidas (blasts)

En volcanes complejos como el volcán Lanín, el ascenso de magma de nuevas erupciones, suele producirse en áreas de debilidad existentes, y por eso las erupciones no siempre suceden en la cúspide, sino en los faldeos y abriendo nuevos cráteres. Tal es el caso de las lavas de los conos Paimún. La apertura de este tipo de cráteres suele acompañarse de explosiones dirigidas de bajo ángulo, mediante la combinación de gases magmáticos y agua subterránea sobrecalentada. Esta acción genera flujos-oleadas piroclásticas de altísima energía y velocidad (*blasts*) acompañadas de intensos bombardeos balísticos.

6) Coladas de lava

Las coladas de lava se presentan cuando el magma llega a la superficie y ha perdido gran cantidad de los gases que tenía en su interior, de modo que fluyen desde las bocas de salida, pendiente abajo, a velocidades variables. Pueden afectar amplias áreas, y debido a su temperatura, pueden causar incendios. Son destructivas y difíciles de detener.

A lo largo de la historia del volcán Lanín, las lavas han cambiado muy poco en su comportamiento mecánico en general. Considerando aun las lavas emitidas desde cráteres laterales, como las coladas que surgieron de los conos Paimún, la distancia máxima alcanzada desde el cráter es de 4,4 km. Los frentes de las lavas más antiguos (Unidad Lanín 1, 2 y quizás Unidad Lanín 3) han llegado hasta la costa del lago Paimún.

Nuevas emisiones de lavas del volcán Lanín podrían encausarse por los valles radiales a él, como por ejemplo los valles de los arroyos El saltillo, del Salto, Rucu Leufú y Hueyeltué, como así también por la Pampa de Paimún.

Los frentes de las lavas mas jóvenes del Holoceno, no vinculados genéticamente al volcán Lanín, se han encausado por valles glaciares preexistentes como el caso de la colada del Arenal que posee un ancho de 2,3 – 2,5 km y una longitud de 6,5 km. Una colada mas joven datada en 200 ± 90 años AP por Inbar *et al.* (1995) ha recorrido aun mas distancia, siendo ésta de 7 km.

Consideraciones sobre el riesgo volcánico:

El sector más expuesto a los riesgos volcánicos es la fracción oeste del área de estudio. Con relación a episodios provenientes del volcán Lanín las zonas de peligro se localizarían principalmente en la margen norte del lago Paimún. Los eventos volcánicos afectarían las viviendas e infraestructura para turismo y la traza de la ruta provincial 61. La interrupción de esta vía de comunicación causaría importantes trastornos para la evacuación y costos directos de habilitación provisoria y posterior reparación, así como un previsible efecto en la industria turística de la provincia. Con respecto a los conos periféricos no vinculados genéticamente al volcán Lanín, las zonas de peligro se localizarían en tres posibles zonas: 1) en la unión de los lagos Huechulafquen y Epulafquen, por donde circula una embarcación con fines turísticos todos los días; 2) en las proximidades del cerro del Arenal extendiéndose hasta la costa del lago Paimún y, 3) en la costa sur del lago Epulafquen donde se encuentra el valle del arroyo del Escorial, en el cual se encuentra la traza de la ruta internacional provincial 62.

Aunque estas zonas son parte de parques nacionales, existen en ellas viviendas rurales con población residente e infraestructura para turismo. En el verano del 2006-2007 se registró un flujo de 150 vehículos diarios en promedio (cifras no oficiales).

8. CONCLUSIONES

- Se redefinieron las Formaciones Lanín y Mallin de Turner (1973) ampliando de esta manera el conocimiento ya existente. Para ello se ha seguido una sucesión relativa de unidades definidas por Lara *et al.* (2004) para las distintas etapas de construcción del volcán Lanín, representadas por las unidades informales Unidades Lanín 1, 2, 3 y 4 y los centros eruptivos menores.
- Se redefinió la Formación Los Helechos y Collun-Co de Turner (1973) que no representaba adecuadamente la historia glacial de la región. Por tal motivo y sobre la base de criterios morfológicos, se propuso tentativamente dividir a esta formación en por lo menos dos unidades que reflejen una misma historia glacial (Drift Los Helechos I y Drift Los Helechos II).
- Se identificaron dos y quizás tres glaciaciones o edades del hielo en el Pleistoceno, definidas por las Morenas Los Helechos I y Morenas Los Helechos II.
- Las morenas Los Helechos I y las Morenas Los Helechos II corresponden a morenas de empuje. Las morenas Los Helechos I se hallan a una cota entre los 1.000 y 1.200 m.s.n.m. Las morenas Los Helechos II se ubican a una altura entre la cota del lago y 1.000 m.s.n.m. En ella se pudieron reconocer 5 crestas morénicas.
- En las cercanías del arroyo Rimeco se reconocieron por lo menos 10 terrazas kame alcanzando la mas alta una cota de aproximadamente 1.500 m.s.n.m.
- Se identificaron dos neoglaciaciones una perteneciente al Neoglacial I (Strelin *et al.*, 2002) y otra al Neoglacial VII (Strelin *et al.*, 2002), definidas por este autor como Drift Rucu Leufú y Drift El Saltillo respectivamente.
- Los depósitos ubicados en los valles de los arroyos El Saltillo, del Salto, Rucu Leufú, Hueyeltué corresponden a flujos rápidos vinculados a las pendientes empinadas del volcán Lanín.

- En el valle del arroyo Rucu Leufú se encuentra el flujo de mayor importancia areal. El espesor estimado en el ápice del flujo (W 71°30'12''; S 39°42'07'') tiene como mínimo unos 20 metros. Su relieve es suavemente ondulado con presencia de bloques angulosos de hasta 2 metros de diámetro en su superficie. Este flujo pudo haberse generado en como mínimo dos eventos, movilizándolo una gran cantidad de volumen de roca y sedimento en muy poco tiempo. La intromisión abrupta del flujo en el lago habría producido una gran ola (Tsunami o Seiche).
- Los peligros geológicos en área de estudio están vinculados mayormente al volcán Lanín, reconociéndose dos tipos de peligros: relacionados a procesos exógenos y a procesos endógenos.
- Los procesos exógenos, en especial los de remoción en masa, son unos de los principales factores de peligrosidad geológica en el área de estudio. El mayor grado de peligrosidad está vinculado a las pendientes empinadas, a la disponibilidad de material suelto (piroclastos y till) y a la abundante cobertura glacial del volcán Lanín.
- Se han identificado los siguientes procesos a la remoción en masa potencialmente peligrosos: 1) flujos rápidos, 2) deslizamientos, 3) caída de rocas y, 4) aludes.
- Se determinó el grado de peligrosidad que presenta la zona Huechulafquen del Parque Nacional Lanín por los eventos de la remoción en masa. Para ello se dividió en cuatro zonas de peligrosidad:
 1. **Zona de peligrosidad muy alta:** Corresponden a las laderas del volcán Lanín que presentan fuerte inestabilidad de pendientes y a los valles que descienden de él, los cuales disponen en su cabecera de materiales inconsolidados como depósitos neoglaciales y de caída de piroclastos.
 2. **Zona de peligrosidad alta:** Corresponden a las laderas de relieve montañoso, donde tienen lugar los depósitos coluviales.
 3. **Zona de peligrosidad moderada:** Corresponden a los sectores de relieve ondulado, conformados por los depósitos morénicos pleistocénicos y zonas próximas a los márgenes de los arroyos.

4. **Zona de peligrosidad baja:** Corresponden a las áreas de escasa pendiente o relieve llano.
- Los procesos endógenos están relacionado a eventos eruptivos y los peligros volcánicos estarían vinculados a: 1) lahares, 2) caída de piroclastos y dispersión de ceniza, 3) el colapso parcial de parte del edificio, 4) flujos y oleadas piroclásticas, 5) apertura de cráteres laterales y generación de explosiones dirigidas (blasts) y, 6) coladas lávicas.
 - La peligrosidad volcánica no solo esta relacionada con el volcán Lanín, los conos piroclásticos periféricos a él como el Arenal, la Angostura y el Achen Niyeu mostraron actividad durante el Holoceno. Este último es el más reciente con una edad en 200 ± 90 años AP (Inbar *et al.*, 1995).

9. BIBLIOGRAFÍA

- Acosta, S., Cañicul, M., Felipe, V., Fernandez, Jones M., Laine E., Lucca, D., Maddaleni, A., Mariosa, C., Neira, M. V., Nogara, R., Osidala, N., Saad, D., Sanguinetti J. 2000. Informe preliminar: Diagnóstico de la Cuenca Huechulafquen. Intendencia del P.N. Lanín. (inédito).
- Acuña, C.; Casassa, G.; Schiiermann, E.; Rivera, A. 2003. A long record of glacier retreat in the Chilean lake district (39°-41 °S). In Symposium on Mass Balance of Andean Glaciers, No.1, Abstracta, p. 52, Valdivia.
- APN, 1997. Plan de manejo. Parque Nacional Lanín. (Inédito).
- APN, 2003-2004. Plan Operativo Bianual. Parque Nacional Lanín. (Inédito).
- APN, 2006. Flora presente en el Parque Nacional Lanín. www.parquesnacionales.gov.ar
- Banchero, J. C., 1957. Descripción geológica de la hoja Catalan Lil, Junín de los Andes, Paimún y volcán Lanín. Secr. Ejerc., Dir. Gral. Ing., Bs. As. (Inédito).
- Brandani, A., Rabassa, J., Boninsegna, J y Cobos, D., 1986. Glacier fluctuations during and since the Little Ice Age and forest colonization: Monte Tronador and Volcán Lanín, Northern Patagonian Andes. *Data of Glaciological Studies*. 57:195-205. Academia de Ciencias de la U.R.S.S., Moscú.
- Clapperton, C. 1993. Quaternary geology and geomorphology of South America. *Elsevier Science Publishers*, 779 p. Amsterdam.
- Clayton, J., Clapperton, C., Antinao, J. 1997. Las glaciaciones pleistocenas en la cuenca del lago Villarrica, Andes del Sur. *In Congreso Geológico de Chile, No. 8, Actas*, Vol. 1, p. 307-311. Antofagasta.
- Coco, A. L., 1957. Informe geológico de las cartas Fortín 1° de Mayo, Quillé, Aluminé y Lago Ñorquinco. *Secr. Ejerc., Dir. Gral. Ing., Bs As*. Informe inédito.

- Corbella, H. y Alonso, M. 1989. Post-glacial hydroclastic and pyroclastic deposits in the Lanín National Park. North-Patagonian Cordillera, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 44, No.1-4, p. 127-132.
- Dessanti, R. N., 1972. Andes Patagónicos Septentrionales en A. F. Leanza (Dir. Ed.) Geología Regional Argentina. *Acad. Nac. de Ciencias*, 655-688, Córdoba.
- Frenguelli, J., 1939, Nidos fósiles de insectos en el Terciario del Neuquén y Río Negro, Notas Museo de La Plata. IV, Pal. 18 (La Plata), págs. 379-402.
- Galli, C. A., 1954, Descripción geológica de la Hoja 38c, PIEDRA DEL ÁGUILA (provincias del Neuquén y del Río Negro); Dir. Nac. de Minería, Buenos Aires.
- González Bonorino, F., 1944. Descripción geológica y petrográfica de la Hoja 41b, Río Foyel (provincia de Río Negro) *Dir. Min., Geol. E Hidrol. Bs. As.*, Bol. 56.
- González Bonorino, F., 1974. La Formación Millallequeo y la Serie Porfírica de la Cordillera Nordpatagonica. *Nota Prelim., Rev. Asoc. Geol. Arg. Bs. As.*, 29(2):145-153.
- González Díaz E.E. y Nulo, E., 1980. Cordillera Neuquina. En: *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc., II: 1099-1147, Córdoba.
- Groeber, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes, en *Dir. Gral. Minas. Geol. e Hidrol., Publ. 58* (Buenos Aires).
- Groeber, P., 1935, El lago Huechu-Lafquén; en Bol. Obras Públ. de la Rep. Arg. N° 15 (Buenos Aires), págs. 330-331.
- Groeber, P., 1942. Rasaos geológicos generales de la región ubicada entre los paralelos 41 a 44 y entre los meridianos 69 a 71; en An. *Primer Congr. Pan. de Ing. de Min. y Geol., 1º parte, II* (Santiago de Chile), págs. 368-379.

- Groeber, P., 1946, Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 1. Hoja Chos Malal; en *Soc. Geol. Arg., Rev. I*, 3 (Buenos Aires), págs. 177-208.
- Groeber, P., 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken; 4. Hojas Bardas Blancas y Los Molles, en *Soc. Geol. Arg., Rev. II*, 4 (Buenos Aires), págs. 347-433.
- Groeber, P 1955. La Serie "Andesítica" patagónica, sus relaciones, posición y edad; en *Asoc. Geol. Arg. Rev. IX*, 1 (Buenos Aires), págs. 39-42.
- Groeber, P 1956. Anotaciones sobre Cretácico, Supracretácico. Paleoceno. Eoceno y Cuartario, en *Asoc. Geol. Arg., Rev. X*, 4 (Buenos Aires), págs. 234-261.
- Hildreth, W., Fierstein, J., 1995. Geologic map of the Mount Adams volcanic field, Cascade Range of Southern Washington. *U.S. Geological Survey, Miscellaneous Investigation Series*, Map I-2460.
- Inbar, M., Risso, C., Parica, C., 1995. The morphological development of a young lava flow in the South Western Andes-Neuquén, Argentina. *Zeitschrift Geomorphologischer Natur Forschungen*, Vol. 39, No.4, p. 479-487.
- Lara, L., Rodríguez, C., Moreno, H., Pérez de Arce, C., 2001. Geocronología K-Ar y geoquímica del volcanismo plioceno superior-pleistoceno de los Andes del Sur (39°-42°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 28, No. 1, p. 67-90.
- Lara, L. y Moreno, H., 2004. Geología del área Liquiñe-Neltume. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica*, No. 83.
- Lara, L. E., Naranjo, J. A., Moreno, H., 2004. Lanín volcano (39.5°S), Southern Andes: Geology and morphostructural evolution. *Revista Geológica de Chile*, Vol.31, No.2, p. 241-257.
- Lara, L., 2004. Geología del volcán Lanín, IX y X regiones. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica*.

- Lescinsky, D. y Fink, J. 2000. Lava and ice interaction at stratovolcanoes: use of characteristic features to determine past glacial events and future volcanic hazards. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 105, No. B10, p. 23711-23726.
- López, L., Cembrano, J., Moreno, H., 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic quaternary volcanism (37°-46°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 22, No. 2, p. 219-234.
- Ljunger, E., 1931. Geologische Aufnahmen in der Patagonischen Kordillera. Vorläufige Mitterlungüber staatliche Arbeiten am See Nahuel Huapi in dem Argentinischen Nationalpark unter dem 41 Breitergrad. Geol. Inst. un. Upsala, bull XXIII: 203-242, Upsala. En Dessanti, R. N., 1972. Andes Patagónicos Septentrionales. En: Geología Regional Argentina. Acad. Nac. Cienc., 655-688, Córdoba.
- Martínez, C. G., 1958. Informe geológico de las cartas San Martín de los Andes y Hua Hum. Secr. Ejec., Direc. Gral. Ing., (inédito), Bs. As.
- Mazzoni, M. y Stura, S., 1993. Lavas y tefras recientes del volcán Escorial, Provincia del Neuquén. *En Congreso Geológico Argentino, No. 12, Actas*, Vol. 4, p. 282-291.
- Moreno, H., Várela, J., López, L., Munizaga, F., Lahsen, A., 1985. Geología y riesgo volcánico del volcán Osorno y centros eruptivos menores (Inédito OICB-06C). *Empresa Nacional de Electricidad-Corporación de Fomento de la Producción*, 212 p.
- Moreno, H., 1993. Volcán Villarrica: Geología y evaluación del riesgo, Regiones IX-X, 39°25'S. *Informe Final Proyecto Fondecyt 1247* (Inédito), 116 p.
- Munizaga, F., Hervé, F., Drake, R., Pankhurst, R.J., Brook, M., Snelling, N., 1988. Geochronology of the Lake region of south-central Chile (39°-42°S): Preliminary results. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 1, No. 3, p. 309-316.
- Naranjo, J. A., Moreno, H., Emparan, C., Murphy, M. 1993. Volcanismo explosivo reciente en la caldera del volcán Sollipulli (39°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 20, No. 2, p. 167-191.

- Parica, C. A., 1986. Resultados Geocronológicos Preliminares de las Formaciones Colohuincul y Huechulafquen, Provincia de Neuquén. *Asociación Geológica Argentina*, Revista XLI (1-2): 201-205.
- Rabassa, J.; Evenson, E.; Clinch, J.; Sclieder, G.; Zeitler, P.; Stephens, G. 1990. Geología del cuaternario del valle del río Malleo, Provincia del Neuquén. *Asociación Geológica Argentina*, Vol. 45, No.1-2, p. 55-68.
- Risso, C., 1977. El Escorial del Epulafquen. Provincia del Neuquén. Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Naturales y Exactas. Trabajo Final de Licenciatura. Buenos Aires. (Inédito)
- Roth, S., 1899, Apuntes sobre la geología y la paleontología de los Territorios del Río Negro y Neuquén, en Museo de La Plata. Rev. IX(La Plata), págs. 143-197.
- SMN, 2006. Clima de Neuquén. www.meteofa.mil.ar
- Strelin, J., Malagnino, E., Sone, T., Casassa, G. Iturraspe, R., Mori, J., Torielli, C., 2002. Cronología neoglacial del extremo sur de sudamerica, Arco de Scotia y Peninsula Antártica. *XV Cong. Geol. Arg. (El Calafate, Santa Cruz)*.
- Tarbuck, E., J. y Lutgens F. K., 1999. Ciencias de la Tierra. Ed. Prentice Hall, Madrid.
- Toubes, R. O. y Spikerman J. P., 1973. Elgunas edades K/Ar y Rb/Sr de plutonitas de la Cordillera Patagonica entre los paralelos 40° y 44° de latitud sur. *Rev. Asoc. Geol. Arg. Bs. As.*, 28(4): 382-396.
- Turner, J. C. M., 1965a. Estratigrafía de Alumine y adyacencias (provincia del Neuquén). *Rev. Asoc. Geo. Arg.*, 20 (2): 153-184.
- Turner, J. C. M., 1965b. Estratigrafía de la comarca de Junín de Los Andes (provincia del Neuquén). *Bol. Acad. De Ciencias Córdoba*, 44: 5-51.

Turner, J. C. M., 1973. Descripción geológica de la hoja 37 a-b, Junín de los Andes, provincia del Neuquén. *Sev. Nac. Minero-Geológico, Bol.*, 138: 1-86, Buenos Aires.

Wehrli, L., 1899, Rapport préliminaire sur mon expédition géologique dans la Cordillère Argentino-Clulienne du 40° et 41° latitude sur (Región de Nahuel Huapi), en Museo de La Plata, Rev. IX (La Plata), págs. 223-252.

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad de Buenos Aires **pública y gratuita.**

A mis directores Eduardo C. Malagnino y Alberto T. Caselli por sus correcciones. En especial al Dr. Caselli por su enseñanza y dedicación incondicional, y por ser un excelente educador.

A mi familia, en especial a mis padres, hermana, abuelos y a Laura Nadin.

A Mirta Cañicul y colaboradores de la oficina de Parques Nacionales en Junín de los Andes.

Al Jefe de Guardaparques Hugo Nieto, a los Guardaparques Marcelo de la Seccional Paimún y; Mónica y Sebastián de la Seccional Tromen.

A mis compañeros de Facultad con los cuales he vivido muy buenos momentos, los cuales recordaré siempre.

ANEXOS

M a p a s



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Geomorfología y Peligros Geológicos en las margenes de los lagos Huechulafquen, Paimún y Epulafquen. Parque Nacional Lanín. Provincia de Neuquén.

Mapa de Infraestructura y Asentamientos Humanos

Autor: Christian A. Mancino

Director: Eduardo C. Malagnino

Co-Director: Alberto T. Caselli

Año: 2007

Referencias












- | | | | |
|----------------|-------------------|-------------------|------------------------|
| Río permanente | Cerro | Ruta provincial | Seccional Guardaparque |
| Río Efímero | Divisoria de agua | Camino secundario | Hosteria |
| Hielo | Mallín | Puente | Vivienda rural |
| Lago/laguna | Iglesia | Escuela | |



Escala: 1:125000



Referencias

- | | | | |
|--|---|--|---|
|  Río permanente |  Mallín |  Lineamiento inferido |  Escarpa |
|  Río Efímero |  Cerro |  Lineamiento |  Falla
a) labio bajo
b) inferida |
|  Lago/laguna |  Ruta provincial |  Rumbo e inclinación | |



Escala: 1:125000



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Geomorfología y Peligros Geológicos en las margenes de los lagos Huechulafquen, Paimún y Epulafquen. Parque Nacional Lanín. Provincia de Neuquén.

Mapa de Estructuras

Autor: Christian A. Mancino

Director: Eduardo C. Malagnino

Co-Director: Alberto T. Caselli

Año: 2007

