

Tesis de Grado

Geología y estructura de los alrededores del Paso de las Nubes

Olaizola, Ezequiel

2017

Este documento forma parte de las colecciones digitales de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en bibliotecadigital.exactas.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the digital collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in bibliotecadigital.exactas.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:

Olaizola, Ezequiel. (2017). Geología y estructura de los alrededores del Paso de las Nubes. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.
https://hdl.handle.net/20.500.12110/seminario_nGEO001075_Olaizola

Cita tipo Chicago:

Olaizola, Ezequiel. "Geología y estructura de los alrededores del Paso de las Nubes". Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 2017.
https://hdl.handle.net/20.500.12110/seminario_nGEO001075_Olaizola

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES

Departamento de Ciencias Geológicas

***GEOLOGÍA Y ESTRUCTURA DE LOS
ALREDEDORES DEL PASO DE LAS NUBES***

***ANDES NORPATAGÓNICOS
PROVINCIA DE RÍO NEGRO***

Trabajo Final de Licenciatura

Ezequiel Olaizola

Director: Daniel Yagupsky

Codirectora: Florencia Bechis

2017

AGRADECIMIENTOS

A pesar de llevar mi nombre en la portada, este trabajo sólo fue posible gracias al aporte de un conjunto de gente que se embarcó conmigo y me apoyó incondicionalmente. Sin ellos, no lo hubiera logrado.

En primer lugar, le quiero agradecer a Mariano Sebesta, propietario de la concesión del refugio Agostino Rocca por haber sido un huésped tan cálido y amable. Junto con él, quiero ser agradecido con los refugieros. No recuerdo sus nombres, pero aún así quiero corresponderlos de esta forma por haber sido tan buenos compañeros en los días de febrero que compartimos juntos.

Luego tengo que ser agradecido con todos aquellos que me ayudaron en la elaboración del trabajo geológico: Pablo Leal, Teresita Montenegro, Marcela Remesal, Diego Kietzmann, Diego Winocur y Jonathan Tobal. A Rosario Lugar y a Julián Olivar también les quiero agradecer de corazón su apoyo y ayuda tan pacientes. También a Donald Bran, que fue de gran ayuda al acompañarme durante la campaña.

Quiero ser agradecido con mis jurados, Flavia Salani y Víctor Ramos, por haberme encaminado con sus consejos para mejorar mi trabajo y por haberme corregido y enseñado con diligencia.

A mi familia y amigos, que fueron un sustento incondicional, un sostén incesante y clave durante toda la elaboración de esta tesis, quiero decirles que no tengo palabras para agradecerles lo que hicieron por mí. A mis papás, Marcelo y Rebeca, quiero agradecerles especialmente, son todo para mí. A Lucas y Eliane, mis hermanos, saben que los tengo en un lugar especial de mi corazón.

Quiero ser también especialmente agradecido con Flor y Dani, mis directores. Sin ellos no lo habría logrado. Me tuvieron una paciencia enorme, y siempre me enseñaron de una manera excepcional. Les agradezco infinitamente todo lo que hicieron por mí.

Y por último, quiero agradecerle a Dios que haya sido mi fuerza, sustento y condición en todo momento.

AGRADECIMIENTOS

ÍNDICE

RESUMEN.....	1
1. INTRODUCCIÓN.....	3
1.1 Objetivos del Trabajo.....	3
1.2 Ubicación de la zona de estudio.....	4
1.3 Descripción general del paisaje.....	5
1.4 Metodología de trabajo.....	7
2. ESTUDIOS PREVIOS.....	9
3. MARCO GEOLÓGICO.....	13
3.1 Marco regional.....	13
3.2 Marco tectónico regional.....	16
4. ESTRATIGRAFÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO.....	21
4.1 Complejo Colohuincul.....	22
4.1.1 Descripciones petrográficas.....	28
4.2 Complejo Volcano-Sedimentario Cordillerano.....	39
4.2.1 Descripciones petrográficas.....	41
4.3 Batolito Patagónico Norte.....	43
4.3.1 Descripciones petrográficas.....	47
4.4 Grupo Volcánico Tronador.....	51
4.4.1 Complejo Volcánico Steffen.....	53

4.4.2	Unidad Garganta del Diablo.....	54
4.4.3	Cerro Volcánico.....	54
4.4.4	Complejo Volcánico Tronador.....	54
4.4.4.1	Unidad Tronador I.....	55
4.4.4.1.1	Descripciones petrográficas.....	60
4.4.4.2	Unidad Tronador II.....	67
4.4.4.3	Unidad Tronador III.....	68
4.4.4.3.1	Descripciones petrográficas.....	71
4.5	Depósitos Cuaternarios.....	74
4.5.1	Depósitos glaciarios.....	74
4.5.2	Depósitos coluviales.....	75
4.5.3	Depósitos aluviales.....	75
5.	ESTRUCTURA.....	77
5.1	Antecedentes.....	77
5.2	Metodología.....	82
5.2.1	Análisis de estructuras de mesoescala.....	83
5.2.2	Análisis de lineamientos.....	86
5.3	Resultados.....	88
5.4	Discusión.....	97
6.	EVOLUCIÓN.....	101
7.	CONCLUSIONES.....	105
	BIBLIOGRAFÍA.....	107
	APÉNDICE I: INFORME DE DATACIÓN Ar-Ar.....	119
	APÉNDICE II: DATOS CINEMÁTICOS.....	129

RESUMEN

En el presente Trabajo Final de Licenciatura se presenta un estudio geológico y estructural de los alrededores del Paso de las Nubes, ubicado al este del monte Tronador, en la ladera oriental del sector norte de los Andes Norpatagónicos, provincia de Río Negro.

Se elaboró un mapa geológico de escala 1 : 15.000 entre los 41°08' y 41°11' de latitud sur y los 71°44' y 71°50' de longitud oeste, en el cual se reconocieron las siguientes unidades: el Complejo Colohuincul, el Complejo Volcano-Sedimentario Cordillerano, la Formación Coluco (perteneciente al Batolito Patagónico Norte) y las unidades Tronador I y Tronador III (pertenecientes al Complejo Volcánico Tronador). Sobre las rocas volcánicas de la ladera oriental del monte Tronador se elaboró un perfil estratigráfico, reconociéndose una secuencia de 670 metros de lavas basálticas, depósitos ignimbríticos, brechas volcánicas y depósitos de lahar. Se realizó una datación Ar-Ar en roca total sobre un basalto ubicado en la base del perfil, obteniéndose una edad de $1,178 \pm 0,057$ Ma. Esto permitió correlacionar la secuencia estudiada con la unidad Tronador I y el resto de las rocas volcánicas expuestas en la ladera oriental del volcán homónimo, con la unidad Tronador III.

El relevamiento geológico realizado, junto con las muestras recolectadas y los análisis petrográficos, permitieron reconocer la distribución espacial de las unidades aflorantes y definir como parte del Complejo Colohuincul a rocas previamente mapeadas como pertenecientes al Complejo Volcano-Sedimentario Cordillerano.

Se reconocieron además familias de fallas menores dextrales NNE a NE y sinistralas E-O y ONO a NO; este sistema conjugado de estructuras fue asociado a una zona de desplazamiento principal dextral de rumbo dominante NNE. Su distribución se puede correlacionar de forma coherente con un esfuerzo principal máximo en dirección ENE, coaxial a la dirección de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica. Sus orientaciones son consistentes, a su vez, con rasgos de escala regional, como volcanes de morfología elongada en dirección ENE al oeste de la zona de estudio, fracturas extensionales E-O a ENE asociadas a flujos lávicos básicos identificados a similares latitudes en Chile, y con lineamientos regionales. Éstos últimos fueron interpretados en este trabajo en base a imágenes satelitales y modelos de elevación digital, y clasificados según su longitud y según la unidad afectada. Conjugando las distintas escalas de análisis, se estableció que la zona de falla Liquiñe Ofqui, discontinuidad de primer orden con cinemática transcurrente dextral desarrollada al oeste de la zona de estudio, influye notablemente en la arquitectura estructural de la región. Las estructuras transversales a la traza de

este sistema transcurrente junto alineamientos asociados con fallas dextrales, sinistralas y normales sublatitudinales, serían responsables de absorber parte de la componente de convergencia paralela al margen.

El grano estructural del basamento metamórfico está caracterizado por una foliación de rumbo predominante NNO, y en menor medida NNE; se plantea que estos planos de debilidad habrían condicionado el desarrollo de fallas sinistralas de rumbo NNO y normales NNE, bajo el mismo régimen de esfuerzos que provocó la deformación de este segmento de los Andes.

Se propone finalmente una evolución de la zona estudiada integrando las observaciones realizadas y los antecedentes bibliográficos existentes.

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Objetivos del trabajo

El objetivo del presente Trabajo Final de Licenciatura es elaborar una caracterización geológica de la región ubicada al este del monte Tronador, en la zona del Paso de las Nubes, integrando y aplicando los conocimientos adquiridos durante la carrera de grado. La propuesta final de este estudio, comprende el análisis y caracterización de las propiedades estructurales del área (figura 1.1).

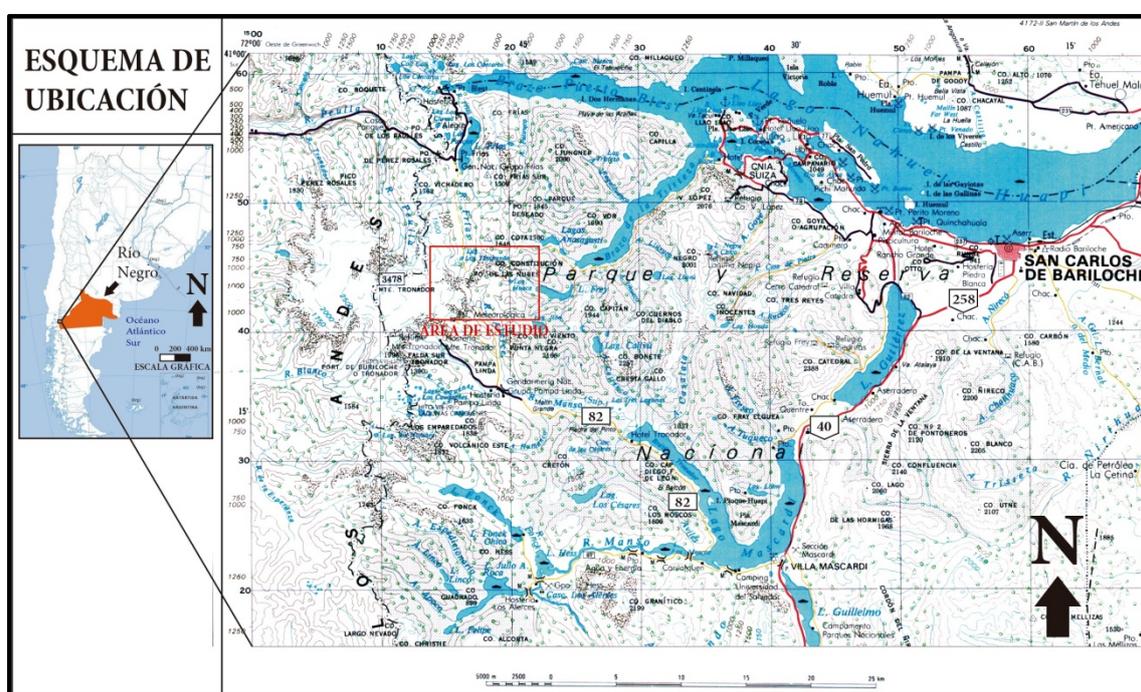


Figura 1.1. Mapa de ubicación de la zona de estudio.

La zona de trabajo se localiza en el sector central del segmento norte de la Cordillera Patagónica Septentrional, el cual ha sido definido como una faja plegada y corrida de piel gruesa. En este contexto, los afloramientos se encuentran representados por rocas metamórficas, plutónicas ácidas y volcánicas.

La presencia de abundante y densa vegetación y los escarpados paisajes mayormente de origen glaciar dificultaron el estudio estructural de la región. El variado conjunto de investigaciones, todavía no ha logrado definir con certeza el origen y evolución de las estructuras de la región, a lo largo del tiempo geológico.

Con el fin de realizar un aporte al conocimiento geológico general, y más específicamente estructural de la región, en este trabajo se amplía la información

existente hasta el momento con una serie de datos e interpretaciones focalizadas en la estructura de la zona.

Objetivos de estudio:

- Confeccionar un mapa geológico de escala 1:15.000 y un perfil estructural destacando las principales unidades litológicas aflorantes en la zona y sus relaciones estratigráficas (Lámina 2).
- Describirlas petrográficamente.
- Realizar un perfil estratigráfico de las rocas volcánicas de la ladera oriental del monte Tronador pertenecientes al complejo volcánico homónimo.
- Definir la distribución de lineamientos de diferente escala, determinar su cinemática y relacionarlos con estructuras de escala regional.
- Caracterizar cinemática y cronológicamente las estructuras halladas en la zona, y elaborar un modelo conceptual para explicar la evolución de la deformación y el estilo estructural dominante.
- Inferir los mecanismos y controles que determinaron el estilo estructural actual y su orden de importancia.
- Reconstruir la evolución tectónica de la zona de estudio a partir de trabajos previos y de los aportes del presente estudio.

1.2 Ubicación de la zona de estudio

La zona de estudio se ubica en el sector noroccidental de la provincia de Río Negro, al oeste de la localidad de San Carlos de Bariloche, en los alrededores del Paso de las Nubes (figura 1.1).

Incluye, de oeste a este, desde la ladera oriental del monte Tronador hasta el mirador denominador Mirada del Doctor, al este de los cerros Constitución y Mar de Piedras (figura 1.2). Se encuentra comprendida entre los paralelos $41^{\circ}08'$ y $41^{\circ}11'$ S y los meridianos $71^{\circ}50'$ y $71^{\circ}44'$ O y tiene una extensión aproximada de 10 km en dirección E-O y de 7 km en dirección N-S. Su cobertura areales cercana a los 70 km^2 .

La zona de estudio consta con un refugio, denominado Agostino Rocca, propiedad del Club Andino Bariloche, desde el cual se desprenden una serie de picadas en buen estado y correctamente señalizadas que guían a los diferentes sectores en los que se realizó este trabajo. Para arribar al refugio Rocca desde la ciudad de San Carlos

de Bariloche, en primer lugar, se toma hacia el SO la ruta nacional 40. Ésta bordea los lagos Gutiérrez y Mascardi. En el momento en el que se desvía hacia el sur, alejándose del lago Mascardi, se debe tomar hacia el NO la ruta provincial 82. Ésta conduce al paraje Pampa Linda, desde donde se arriba al refugio A. Rocca recorriendo una picada de 14 km con unos 710 metros de desnivel.



Figura 1.2. Vista al oeste del monte Tronador desde el cerro Constitución. Hacia el norte se observa el glaciar Frías. Se destaca la presencia de la Formación Coluco (FC), el Complejo Volcánico Tronador (CVT) y las metamorfitas del Complejo Colohuincul (CC) que forman el cerro desde el cual se tomó la fotografía. Se indica el refugio Agostino Rocca con un círculo rojo.

1.3 Descripción general de paisaje

La zona de estudio (véase figura 1.3) se encuentra en el extremo occidental del Parque Nacional Nahuel Huapi, el cual consta de aproximadamente 700.000 ha. Está caracterizada por un clima templado-frío con estación seca, con abundantes lluvias durante otoño e invierno. Éstas alcanzan los 4000 mm anuales.

Posee alturas que varían desde los 800 ms.n.m. (en los valles fluviales), hasta los 3491 m en la cumbre del monte Tronador. Otras cumbres destacables son las del cerro Constitución (1900 m) y Mar de Piedras (1800 m).

Con respecto a la flora, predomina la presencia del bosque húmedo cordillerano, también llamado bosque valdiviano. La existencia de este ecosistema, está permitida por las abundantes lluvias a estas longitudes y las temperaturas intermedias. Los vientos, cargados de humedad provenientes del océano Pacífico, descargan de oeste a este sus aguas, precipitando en forma de nevadas en las zonas de mayor altura, o en forma de lluvias. Es por ello, que luego de ascender y recorrer las importantes elevaciones andinas, llegan secos a la ladera oriental. La flora de la zona de trabajo no refleja este gradiente de disminución hacia el este, debido a la reducida extensión areal del estudio. No obstante, pueden observarse diferencias en las especies predominantes entre las zonas de mayor y menor elevación. En las cercanías de los cerros, se puede observar vegetación de escasa altura, constituida por musgos,

gramíneas, algunas plantas florales y hasta pequeños bosques de lenga achaparrada. Ésta se encuentra asociada a mallines, con arroyos y cuerpos de agua menores. En los sectores menos elevados, predomina una exuberante vegetación representada por especies características, tales como el ciprés, el fuinque, el alerce, el coihue, la caña colihue, y la lenga.

Los principales cursos de agua son el río Frías, al norte de la zona de estudio, y el río Alerce, al sur (figura 1.3). Ambos son alimentados por el deshielo de los glaciares Frías y Alerce, y desembocan en el lago Frías y el río Manso, respectivamente. También son alimentados por cursos de agua efímeros menores durante las temporadas lluviosas. El curso del río Frías posee un rumbo N y sus aguas se movilizan de sur a norte, mientras que el río Alerce, con un curso de rumbo NO, alimenta al río Manso desde el NO. Ambos, poseen patrones de drenaje dendrítico y morfología meandriforme.

Este paisaje fue y sigue siendo modelado por acción glaciaria. La morfología en “U” de los valles que se desprenden del monte Tronador, y los depósitos morénicos que tienen asociados son evidencia de ello. Actualmente, acotados a la zona de estudio, es destacable la presencia de tres glaciares de tipo alpino, ubicados en la ladera oriental del monte Tronador. Estos son, de norte a sur, los glaciares Frías, Alerce y Castaño Overo (figura 1.3).

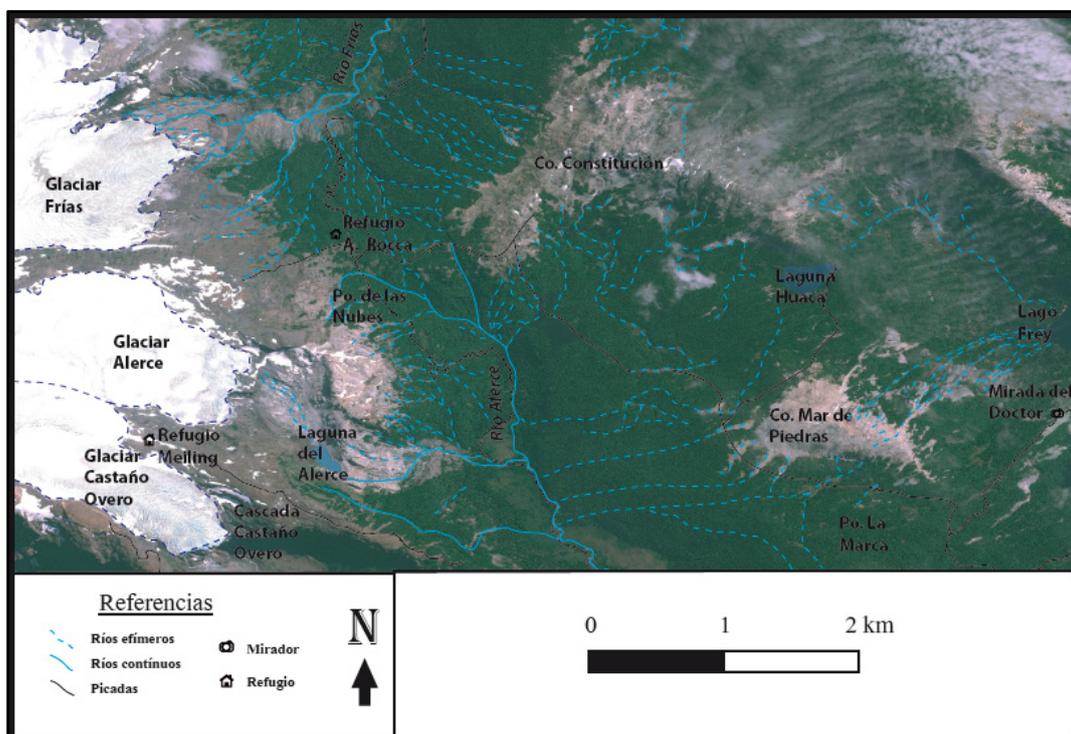


Figura 1.3. Principales rasgos geográficos de la zona de estudio (Co.: Cerro, Po.: Paso).

1.4 Metodología de trabajo

Inicialmente, se recopiló información y se realizó un análisis bibliográfico y cartográfico, tanto regional, como específico de la zona de estudio. Luego, se obtuvieron imágenes satelitales, las cuales fueron útiles como primera aproximación para reconocer las principales unidades geológicas y estructuras. Una vez logrado esto, se identificaron los problemas a investigar en el campo, definiendo accesos y zonas a visitar.

Durante parte de la segunda mitad del mes de Febrero del 2016, se realizaron las tareas de campo. Los primeros días se llevó a cabo el reconocimiento de la zona y las litologías aflorantes con la ayuda de las imágenes satelitales previamente obtenidas. Luego, durante el resto de los días de trabajo de campo se midió la actitud de fallas y zonas de cizalla dúctil, además de su cinemática. Con el objetivo de reconocerlas y caracterizarlas cinemáticamente se acudió a los criterios postulados por Allmendinger (1999), Petit (1987) y McClay (1987).

Además, se recorrió la ladera oriental del volcán Tronador, y se levantó un perfil estratigráfico de la unidad basal del Complejo Volcánico Tronador (Mella *et al.*, 2005). Se tomaron muestras representativas de las unidades aflorantes y se dató mediante el método Ar-Ar un basalto perteneciente a este complejo. En diferentes sectores del Complejo Colohuincul se midió la actitud de la foliación, y se midió asimismo el rumbo e inclinación de las lavas y diques del Complejo Volcánico Tronador.

Finalmente, ya en gabinete, se elaboró un mapa geológico de escala 1: 15.000 (véase Lámina 1) a partir de la interpretación de imágenes satelitales, de los contactos delimitados en el campo y de la información cartográfica previa. Las imágenes utilizadas se corresponden con Landsat TM y fueron procesadas y geo-referenciadas utilizando el programa *Map Publisher 9.9*.

Los indicadores cinemáticos fueron procesados con la ayuda de los programas *FaultKinWin 6®* (Allmendinger, 2013) y *Stereonet 9.5®* (Allmendinger, 2012), gracias a los cuales pudieron representarse diagramas con los datos de cinemática medidos, junto con los ejes del elipsoide de deformación, los ejes de acortamiento y extensión y el sentido de desplazamiento de los bloques de las zonas de falla y cizalla dúctil.

A todo esto, se sumaron dos mapas de lineamientos para la zona del Paso de las Nubes y sus alrededores. En ellos, se representaron los lineamientos reconocidos a través de imágenes satelitales y modelos de elevación digital, clasificándolos en uno de los mapas según su tamaño y en otro según la litología a la que afectan.

Las muestras de roca obtenidas en el campo se analizaron en forma macroscópica y microscópicamente, realizando descripciones petrográficas de los cortes delgados de algunas de ellas. Esto permitió ampliar el conocimiento y caracterizar las litologías aflorantes en cada una de las estaciones.

Finalmente, se integraron los datos estructurales y litológicos obtenidos, y se redactó el presente trabajo en el cual se exhiben, junto con su interpretación, las conclusiones.

2 ESTUDIOS PREVIOS

A fines del siglo XIX se llevaron a cabo las primeras investigaciones con objetivos científicos en los Andes Norpatagónicos. Éstas estuvieron a cargo del perito Francisco P. Moreno y consistieron en estudios geográficos, geológicos, antropológicos y paleontológicos (Moreno, 1899). Los primeros estudios geológicos elaborados en el marco de estas investigaciones fueron liderados por Roth (1899, 1922) y Wehrli (1899). Éste último llevó a cabo los primeros estudios tectónicos de la región, los cuales se resumieron en la confección de un perfil estructural que se extendió desde la Cordillera de los Andes hasta la costa atlántica, a la latitud del lago Nahuel Huapi.

Las primeras contribuciones llevadas a cabo en el siglo XX, se adjudican a Willis (1914), Rasmuss (1922), Schiller (1912) y Ljungner (1931); este último confeccionó el primer mapa geológico de la región a escala 1:600.000, el cual abarca un amplio sector de los alrededores de San Carlos de Bariloche. En la década del '40, Groeber realizó aportes con sus trabajos regionales, los cuales incluyen un mapa de escala 1:230.000 y cubren un considerable sector de la Cordillera Patagónica y de la región subandina (Groeber, 1942). En el año 1941 Larsson realizó un estudio petrográfico de la volcánicas del monte Tronador basado en muestras y observaciones proporcionadas previamente por Ljungner. Unos años más tarde se editaron las primeras hojas geológicas a escala 1:200.000, gracias a aportes de trabajos de González Bonorino (1944) y Feruglio (1947). El trabajo de Feruglio, fundamento para investigaciones posteriores, consta de detalladas descripciones litológicas de los afloramientos de la zona, a lo cual se sumaron importantes aportes paleontológicos, referidos a fósiles marinos y continentales hallados en unidades terciarias.

En el transcurso de la década del '70 se realizaron estudios tanto regionales como locales en la zona, llevados a cabo por investigadores pertenecientes a la Fundación Bariloche. Son destacables los aportes de carácter regional de González Bonorino (1973, 1979), González Bonorino y González Bonorino (1978) y Rabassa (1978). Es importante también mencionar los trabajos de síntesis regional llevados a cabo por Dessanti (1972) y González Díaz y Nullo (1980). Greco (1975) realizó una hoja geológica inconclusa la cual consiste en una descripción geológica de la zona cercana al monte Tronador.

Durante las décadas del '70 y del '80, la Secretaría de Minería concretó la exploración geológico-minera sistemática de la Cordillera Norpatagónica, cuyo resultado se encuentra plasmado en diversos informes (Turner, 1976; Herrero, 1977; Diez y Zubia, 1979; Ubaldón, 1981). Simultáneamente los aportes pertenecientes a Diez y Zubia (1981), González Díaz (1978, 1982), González Díaz y Valvano (1978) y

Lizuaín (1979, 1980, 1981, 1983) echaron luz sobre la estratigrafía regional incluida en el levantamiento geológico de hojas geológicas del sector cordillerano. El IX Congreso Geológico Argentino, realizado en 1984 en la localidad de San Carlos de Bariloche, trajo aparejada la edición del libro de Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro (Ramos, 1984). Este volumen recopila notables contribuciones tanto geológicas como paleontológicas de la región cordillerana de la provincia.

La Hoja Geológica 4172-IV, San Carlos de Bariloche (Giacosa *et al.*, 2001) constituye el estudio regional más reciente realizado hasta la actualidad. Ésta contiene la totalidad del sector suroeste de la provincia de Río Negro, incluyendo tanto la zona cordillerana como la porción occidental de la zona extraandina.

La zona de estudio está caracterizada por un basamento ígneo-metamórfico paleozoico superior representado por el Complejo Colohuincul; por las lavas andesíticas del Complejo Volcano-Sedimentario jurásico; por la presencia del Batolito Norpatagónico, el cual está constituido por las rocas plutónicas miocenas de la Formación Coluco; y por el Complejo Volcánico Tronador, de edad plioceno?-pleistocena.

El Complejo Colohuincul fue definido y descrito por Turner (1965, 1973), además de ser tratado específicamente por Dalla Salda (1991a, 1991b). Previamente a esto, su estudio y caracterización fue abordado por Feruglio (1941), González Bonorino (1944), González Bonorino y González Bonorino (1978), y González Díaz y Nullo (1980). Existen publicaciones más recientes de esta unidad: Varela *et al.* (2005), García Sansegundo *et al.* (2009) y Martínez *et al.* (2011).

El Complejo Volcano-Sedimentario Cordillerano fue estudiado inicialmente por Quensel (1911, en Giacosa *et al.*, 2001) y Ljungner (1931). El primero reconoció un conjunto de volcanitas que denominó Serie Porfírica, mientras que el segundo distinguió una secuencia sedimentaria a la cual llamó Serie Millaqueo y asignó al Liásico. Otros autores que reconocieron rocas de esta unidad fueron: González Bonorino (1944, Serie del Piltriquitrón), Greco (1975, Formación Cerro El Fuerte), Lizuaín (1980, Formación Piltriquitrón) y Diez y Zubia (1981, Grupo Huemul).

El Batolito Norpatagónico Cordillerano fue ampliamente estudiado en términos petrográficos, isotópicos y geoquímicos. Los aportes más destacables son los de de Toubes y Spikermann (1973), González Díaz y Valvano (1978), González Díaz (1982), Rapela (1987), Rapela *et al.* (1987), Munizaga *et al.* (1988), Castro *et al.* (2011) y Aragón *et al.* (2011a).

El Complejo Volcánico Tronador fue inicialmente denominado "Serie del Tronador" por Ljungner (1931) y posteriormente llamado Formación Tronador por Greco (1975). También fue descrito y caracterizado como Formación Tronador por Larsson (1941). Otras publicaciones y estudios realizadas referentes a esta unidad

son los de Groeber (1942), Dessanti (1972), Rabassa *et al.* (1986), Giacosa *et al.* (2001), Lara *et al.* (2001), Mella (2003), Mella *et al.* (2005)) y Villarosa *et al.* (2008).

El conocimiento de la geomorfología y geología del Cuaternario, especialmente la enfocada en la glaciación plio-pleistocena, fue logrado a partir de las contribuciones regionales de Caldenius (1932), Flint y Fidalgo (1963, 1968), González Díaz y Malagnino (1984) y Fidalgo y Rabassa (1984). Estudios más acotados al sector occidental de la provincia de Río Negro y el cerro Tronador se encuentran en las contribuciones de Rabassa *et al.* (1986), Rabassa y Evenson (1996), Rabassa (2008), Villarosa *et al.* (2008), Masiokaset *et al.* (2010), Lirio (2011) y Ruiz (2013).

Estructuralmente, la región de estudio fue caracterizada en los estudios de Ramos y Cortés (1984), Diraison *et al.* (1998), Kley *et al.* (1999) y Giacosa y Heredia (2004). Son destacables a su vez, los trabajos de Lavenu y Cembrano (1999), Bechis (2004), Bechis y Cristallini (2005, 2006), Giacosa *et al.* (2005), Rosenau *et al.* (2006), Orts *et al.* (2012, 2015), Tobal *et al.* (2012, 2015) y Bechis *et al.* (2014, 2015) y Ramos *et al.* (2011, 2015), que han enriquecido el conocimiento estructural de la región.

La evolución tectónica en los Andes Norpatagónicos fue regionalmente caracterizada por Rapela y Kay (1988) y Cingolani *et al.* (1991), los cuales focalizaron sus estudios en la evolución del magmatismo de esta región. Otros aportes más recientes fueron llevados a cabo por las revisiones de Ramos y Ghiglione (2008) y Folguera *et al.* (2011).

Es importante destacar que la información previa de la zona de estudio de este trabajo proviene de contribuciones de carácter regional. Faltan antecedentes de trabajos de detalle sobre la geología y estructura del área en particular, con lo que este trabajo constituye un aporte interesante debido a su escala.

3 MARCO GEOLÓGICO

3.1 Marco regional

Las unidades morfoestructurales presentes en Sudamérica a la latitud a la que se realizó este trabajo son, de oeste a este: la Cordillera de la Costa, el Valle Central de Chile, los Andes Norpatagónicos y el Macizo Norpatagónico (figura 3.1). Con el objetivo de comprender el contexto geológico regional que enmarca este estudio, se realizará una breve caracterización de las provincias geológicas enumeradas previamente.

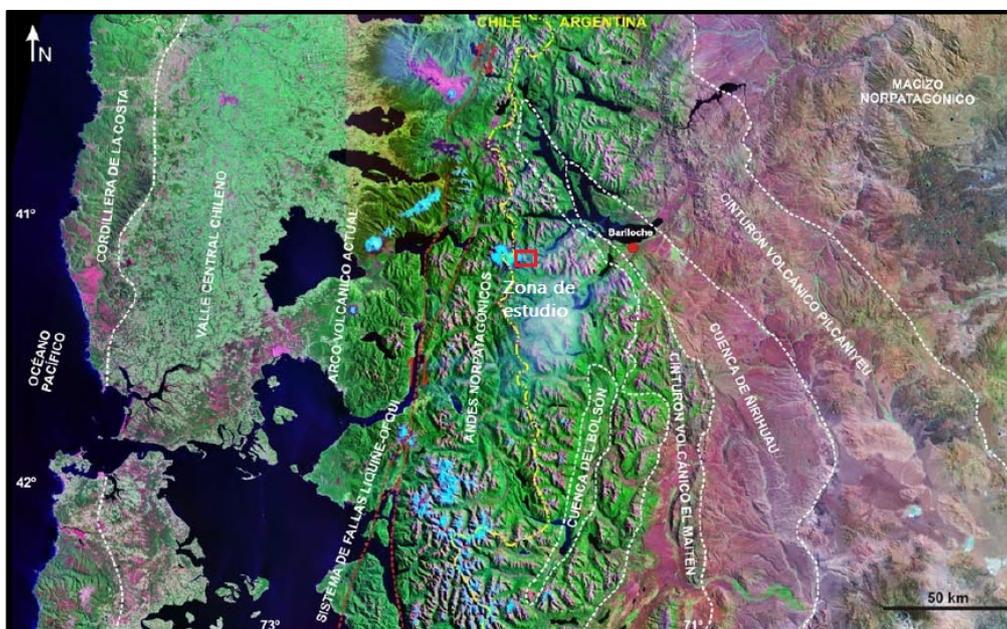


Figura 3.1. Mosaico de imágenes satelitales Landsat TM con la ubicación de las principales unidades morfoestructurales de la región (modificado de Bechis *et al.*, 2014). Se destaca la zona de estudio con un rectángulo rojo.

La Cordillera de la Costa es la unidad morfoestructural que se encuentra en el extremo occidental del continente sudamericano a las latitudes de este trabajo. Está compuesta por un basamento metamórfico interpretado como un complejo de acreción de edad paleozoica superior a triásica, intruido por un batolito carbonífero (Duhart *et al.*, 2001). Localmente, está cubierto en discordancia por rocas volcánicas del Oligoceno al Mioceno inferior interestratificadas con depósitos sedimentarios marinos y continentales de edad oligocena superior a miocena (Muñoz *et al.*, 2000; Encinas *et al.*, 2012).

Las unidades volcánicas y sedimentarias oligocenas a miocenas que afloran en el sector oriental de la Cordillera de la Costa conforman el relleno de una serie de depocentros incluidos en las cuencas de Osorno y Llanquihue (McDonough *et al.*, 1997). Estos depocentros continúan hacia el este en subsuelo, donde se desarrolla otra provincia geológica, el Valle Central de Chile, el cual es una depresión lineal de más de 1000 km de extensión en sentido norte-sur y aproximadamente 75 km de ancho, ubicado en el antearco. Su límite occidental está marcado por la presencia de un sistema de fallas normales de rumbo norte, activadas durante el Oligoceno Tardío a Mioceno. Éstas funcionaron como un factor de control para el emplazamiento de rocas ígneas y para la formación de cuencas sedimentarias (Muñoz *et al.*, 2000). El límite oriental del valle se fusiona con el arco volcánico activo de la Zona Volcánica Sur (figura 3.2; Stern, 1991, 2004), a lo largo del cual se desarrolla una zona de falla que abarca más de 1000 km de extensión desde los 39°30' hasta los 46°30' S. Este sistema de fallas, lineamientos y zonas de cizalla dúctil, posee rumbo NNE y se denomina Liquiñe Ofqui. Detallados estudios de zonas de cizalla dúctil mioceno-pliocenas y de importantes conjuntos de fallas de rumbo dextrales del Plioceno al Cuaternario, permitieron determinar que los desplazamientos de este sistema de fallas son transcurrentes dextrales e inversos (Laveny y Cembrano, 1999).

Los Andes Norpatagónicos, también llamados Cordillera Patagónica Septentrional, se ubican en el sector más austral de los Andes Centrales, entre el Valle Central Chileno y el Macizo Norpatagónico. Están comprendidos entre los 39° y los 45° S (Ramos, 1999a) y poseen como características principales y distintivas, la presencia de un batolito continuo axial al cordón montañoso (el Batolito Patagónico Cordillerano) y amplias exposiciones de rocas volcánicas paleógenas en su vertiente oriental (Ramos, 1999a). La zona de estudio del trabajo se ubica al norte de esta provincia geológica.

Las rocas más antiguas de la Cordillera Patagónica Septentrional se agrupan bajo el nombre de Complejo Colohuincul, el cual se compone de una gran variedad de rocas metamórficas y en menor medida ígneas. Pertenecen al Paleozoico superior y poseen un grado bajo a intermedio-alto de metamorfismo (Dalla Salda *et al.*, 1991b; García Sansegundo *et al.*, 2009; Martínez *et al.*, 2011). El complejo se encuentra intruido por las plutonitas del Batolito Patagónico Cordillerano, las cuales presentan pulsos de intrusión comprendidos entre el Jurásico y el Mioceno (González Díaz, 1982; Rapela *et al.*, 1987; Castro *et al.*, 2011). Parte de la roca de caja de estos intrusivos está conformada también por afloramientos aislados de un complejo volcanosedimentario de edad jurásica inferior, el cual se presenta en forma de *roof-pendants* en las cumbres de la cordillera (González Bonorino 1944; Diez y Zubia 1981; González Díaz y Lizuaín 1984; Giacosa *et al.* 2001). Además, espaciados estratovolcanes de edad pliocena-pleistocena se desarrollan en discordancia sobre las rocas anteriores. Entre ellos se

destacan el volcán Tronador, cuya ladera oriental es objeto de estudio de este presente trabajo, y el Lanín.

El sector oriental de los Andes Norpatagónicos está caracterizado por la presencia de potentes paquetes de rocas sedimentarias y volcánicas cenozoicas. Las volcanitas se dividen en dos cinturones volcánicos con rocas de diferentes características: el Cinturón Volcánico El Pilcaniyeu o serie andesítica extra-andina, del Paleoceno medio al Eoceno medio y el Cinturón Volcánico El Maitén o serie andesítica andina, del Oligoceno a Mioceno inferior (Feruglio, 1947; Ramos, 1982; Rapela *et al.*, 1988; Aragón *et al.*, 2011b; Bechis *et al.*, 2014). El primero contiene intercalaciones sedimentarias de ambiente continental tipo *caldera-lake* con abundantes y variados fósiles de plantas, insectos y anuros (Aragón y Romero, 1984; Báez y Pugener, 2003; Wilf *et al.*, 2003; Barreda *et al.*, 2010). Por su parte, el segundo cinturón volcánico posee intercalaciones de niveles sedimentarios con fósiles de invertebrados marinos (Feruglio, 1947; González Bonorino, 1973; González Bonorino y González Bonorino, 1978; Ramos, 1982; Bechis 2004; Bechis *et al.*, 2014). Al pie del cordón montañoso andino se desarrolla la cuenca de Ñirihuau. Su relleno está compuesto por rocas volcanoclásticas, clásticas y carbonáticas miocenas predominantemente continentales, definidas como formaciones Ñirihuau y Collón Curá (Feruglio, 1947; Cazau, 1972, 1980; González Bonorino, 1944, 1973; González Bonorino y González Bonorino, 1978; Spalletti, 1981, 1983; Ramos, 1982; Cazau *et al.*, 1989, 2005; Mancini y Serna, 1989; Bechis, 2004; Giacosa *et al.*, 2005; Paredes *et al.*, 2009; Bechis *et al.*, 2014). Este relleno se correlaciona parcialmente con las rocas sedimentarias mayormente marinas del Grupo El Foyel, el cual aflora en la localidad de El Bolsón (Diez y Zubia 1981; Asensio *et al.*, 2005, 2010; Bechis *et al.*, 2014).

El Macizo Norpatagónico (Stipanovic y Methol, 1980) se ubica en el extremo oriental del continente sudamericano a estas latitudes, y está limitado al oeste por la Cordillera Norpatagónica y al este por el océano Atlántico. Este macizo ha constituido un elemento de relieve positivo desde al menos el Jurásico Tardío (Cingolani *et al.*, 1991). En el sector occidental, el basamento está conformado por un complejo ígneo-metamórfico de edad paleozoica superior (Varela *et al.*, 2005; Pankhurst *et al.*, 2006). La columna estratigráfica continúa con plutonitas de edad triásica superior a jurásica media, definidas con el nombre de Batolito de la Patagonia Central (Dalla Salda *et al.*, 1994). Su emplazamiento habría estado controlado por un importante sistema de fallas transcurrentes con desplazamiento dextral (Rapela y Alonso, 1991). Por último, es destacable la presencia de una extensa provincia volcánica cenozoica ubicada en el sector central del macizo, la cual conformó la meseta basáltica de Somuncura y una serie de sierras constituidas por rocas volcánicas alcalinas de composición variable. Estas rocas son el producto de una intensa actividad efusiva que se prolongó entre el Oligoceno y el Plioceno (Corbella, 1984; Remesal, 1984; Kay *et al.*, 2006).

3.2 Marco Tectónico Regional

Los estudios realizados en este trabajo se enmarcan dentro de los Andes Centrales (figura 3.2; Gansser, 1973). Éstos constituyen uno de los segmentos principales que componen la Cordillera de los Andes y están comprendidos entre el Golfo de Guayaquil (4° S) y el Golfo de Penas (46°30' S). Se formaron mediante subducción de corteza oceánica por debajo de corteza continental, asociados a un margen convergente de tipo andino, sin procesos colisionales ni de obducción de corteza oceánica asociados (Ramos, 1999b). Los esfuerzos compresivos asociados a la convergencia generaron el ascenso de la cadena montañosa andina en este segmento del margen occidental sudamericano.

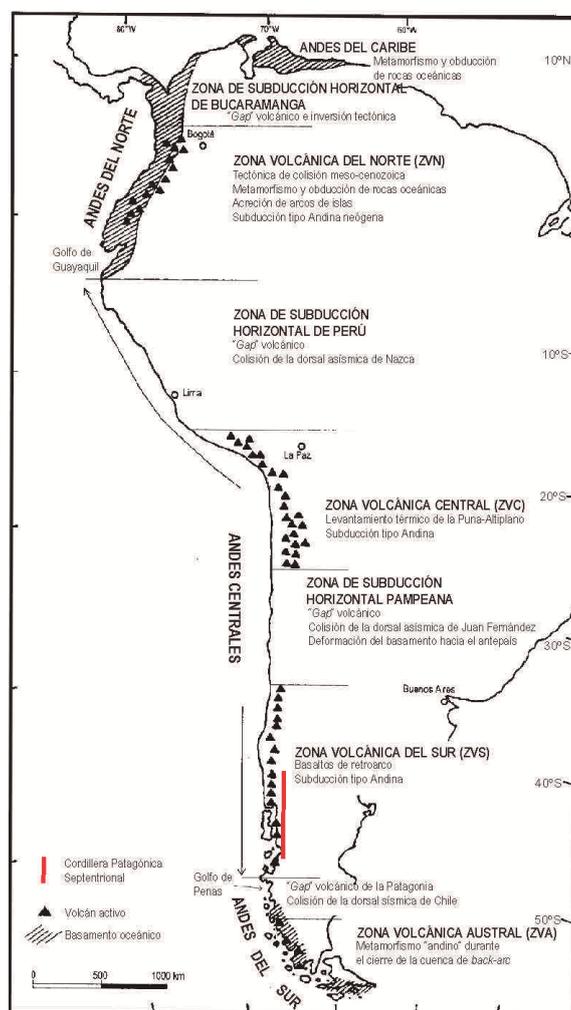


Figura 3.2. Segmentos que componen la Cordillera de los Andes: Andes del Norte, Centrales y del Sur (modificado de Gansser, 1973). Clasificación de acuerdo a diferencias tectónicas de primer orden. Se indican las principales características geológicas de cada segmento. Fue destacada la Cordillera Patagónica Septentrional.

Los estudios realizados en este trabajo se encuentran localizados en el borde oriental de la Cordillera de los Andes, a aproximadamente 400 km de distancia hacia el este del margen occidental de la placa litosférica continental sudamericana.

El proceso subductivo durante la evolución geológica de los Andes Centrales comprende las placas oceánicas de Fénix, la de Farallón y la de Nazca. La primera subdujo por debajo de la sudamericana durante el Jurásico. Durante el Paleógeno la placa de Farallón subductaba oblicuamente, con una desviación en la dirección de convergencia hacia el norte, por debajo de la Sudamericana (Pardo-Casas y Molnar, 1987). A los 26 Ma se produjo una reorganización de placas: la de Farallón se dividió dando origen a las dos placas menores de Cocos y Nazca (Cande y Leslie, 1986).

Actualmente, la velocidad de convergencia a las latitudes de este trabajo entre las placas de Nazca y la Sudamericana es de 8 cm/a en una dirección N 78° E (figura 3.3; Somoza, 1998). Además, el margen occidental del continente presenta un rumbo N 10°E. Esta oblicuidad en la convergencia generó partición en los esfuerzos y, por lo tanto, en la deformación de la placa cabalgante, dando como resultado la formación del extenso sistema de fallas de Liquiñe Ofqui, cuya localización y extensión coinciden a su vez con la región en la que subduce la dorsal centro-oceánica de Chile (Ramos y Kay, 1992; Cembrano y Lara, 2009; Thomson, 2002). Estos valores referentes a la convergencia de las placas se habrían mantenido constantes durante los últimos 5 Ma. La edad de la losa que se está subduciendo es de 25 Ma (Tebbens *et al.*, 1997).

Al analizar con detenimiento el margen occidental sudamericano, se puede observar que la presencia de segmentos con inclinación homogénea de la zona de Wadati-Benioff permitió, a lo largo del tiempo geológico, el desarrollo de una importante variabilidad en las características de la zona de subducción a lo largo de la Cordillera de los Andes (Isacks y Baranzangi, 1977). Esta segmentación se corresponde a variaciones en superficie de las características geológicas y morfológicas de la cadena andina, controlando la distribución actual de las diferentes unidades morfoestructurales que la componen. Jordan *et al.* (1983) dividieron a los Andes Centrales en cuatro segmentos en base a características geológicas, volcánicas y estructurales. Los segmentos con inclinaciones normales en su zona de Wadati-Benioff, es decir con ángulos de subducción cercanos a 30°, se caracterizan por tener un arco volcánico activo y menores tasas de sedimentación en el retroarco. Los de inclinación subhorizontal están asociados con cadenas montañosas con alturas mayores a los 6000 m con arcos volcánicos inactivos. Además, presentan intensa estructuración propagada hacia el antepaís e importante sismicidad de intraplaca.

El sector estudiado en este trabajo está localizado en el sector austral de los Andes Centrales, en donde el ángulo de subducción es cercano a 30° (Jordan *et al.*, 1983) y se destaca la presencia de volcanismo activo. Esta zona forma parte de la Zona Volcánica Sur (figura 3.2).

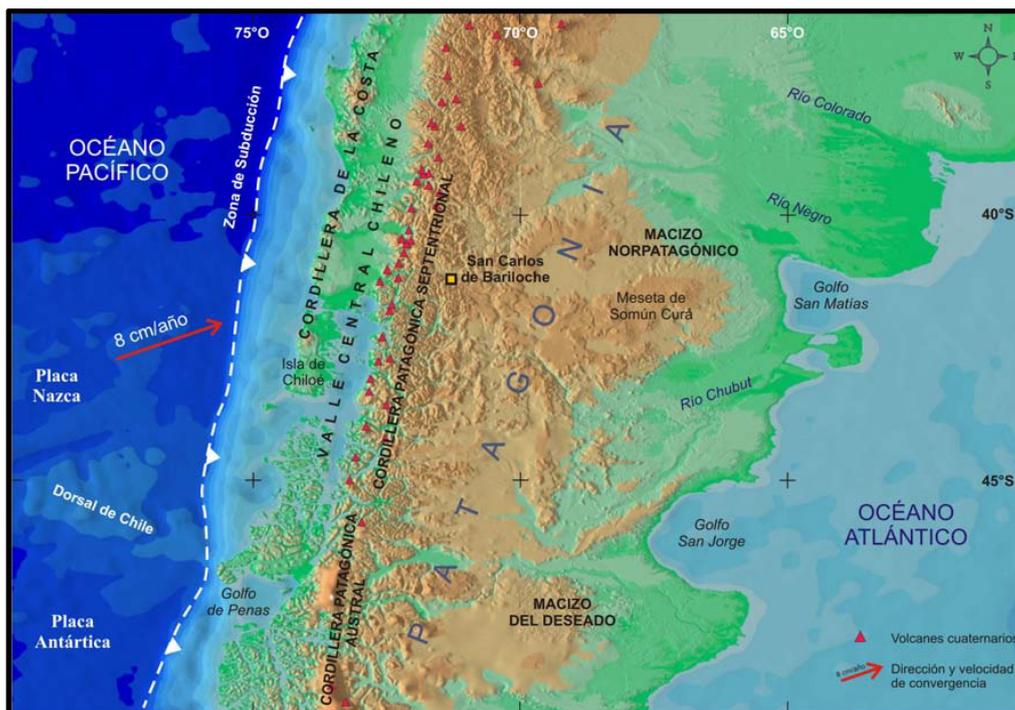


Figura 3.3. Modelo de elevación digital (DEM) del sector norte de la Patagonia donde se destacan las principales unidades morfoestructurales y rasgos geográficos de la región.

La Zona Volcánica Sur está comprendida entre los 34° y $46^{\circ}30' S$ (Stern, 1991, 2004) y posee actividad volcánica desde el Cenozoico Tardío hasta la actualidad. Los volcanes que la conforman se han desarrollado mayormente en la pendiente chilena de la Cordillera de los Andes. Al sur de los $37^{\circ} S$ la provincia volcánica está compuesta por basaltos y riolitas con predominancia de basaltos y basandesitas con baja relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7037 a 0,7044). Está controlada por extensas fallas con desplazamiento de rumbo, como la ya descrita zona de fallas Liquiñe Ofqui). En el retroarco se puede observar un sustancial registro de magmatismo basáltico de edad cenozoica.

Orts *et al.* (2012) realizaron un perfil estructural litosférico a los 42° de latitud sur (figura 3.4.A). Éste fue integrado con datos de sismicidad cortical (Lange *et al.*, 2008) y con un modelo de densidades de la litosfera inferior (Tasaróvá, 2007). Por su parte, Ramos (2015) realizó un perfil estructural litosférico a lo largo de los Andes Norpatagónicos entre los 39° y los 40° de latitud sur, integrándolo con modelos de densidad de la corteza inferior (Tasaróvá, 2007), datos de sismicidad de corteza e intraplaca aportados por Dzierma *et al.* (2012) y un modelo tomográfico de Pesicek *et al.* (2012; figura 3.4.B). Al analizar los perfiles elaborados por estos autores, se distingue que alrededor de los 39° y los 40° de latitud sur la losa sufrió un desgarre (*slab break-off*), del cual al sur no hay evidencia. Con respecto a la deformación cortical, es destacable la estructura deformacional de piel gruesa constituida por corrimientos principales con vergencia al este y retrocorrimientos menores con transporte opuesto.

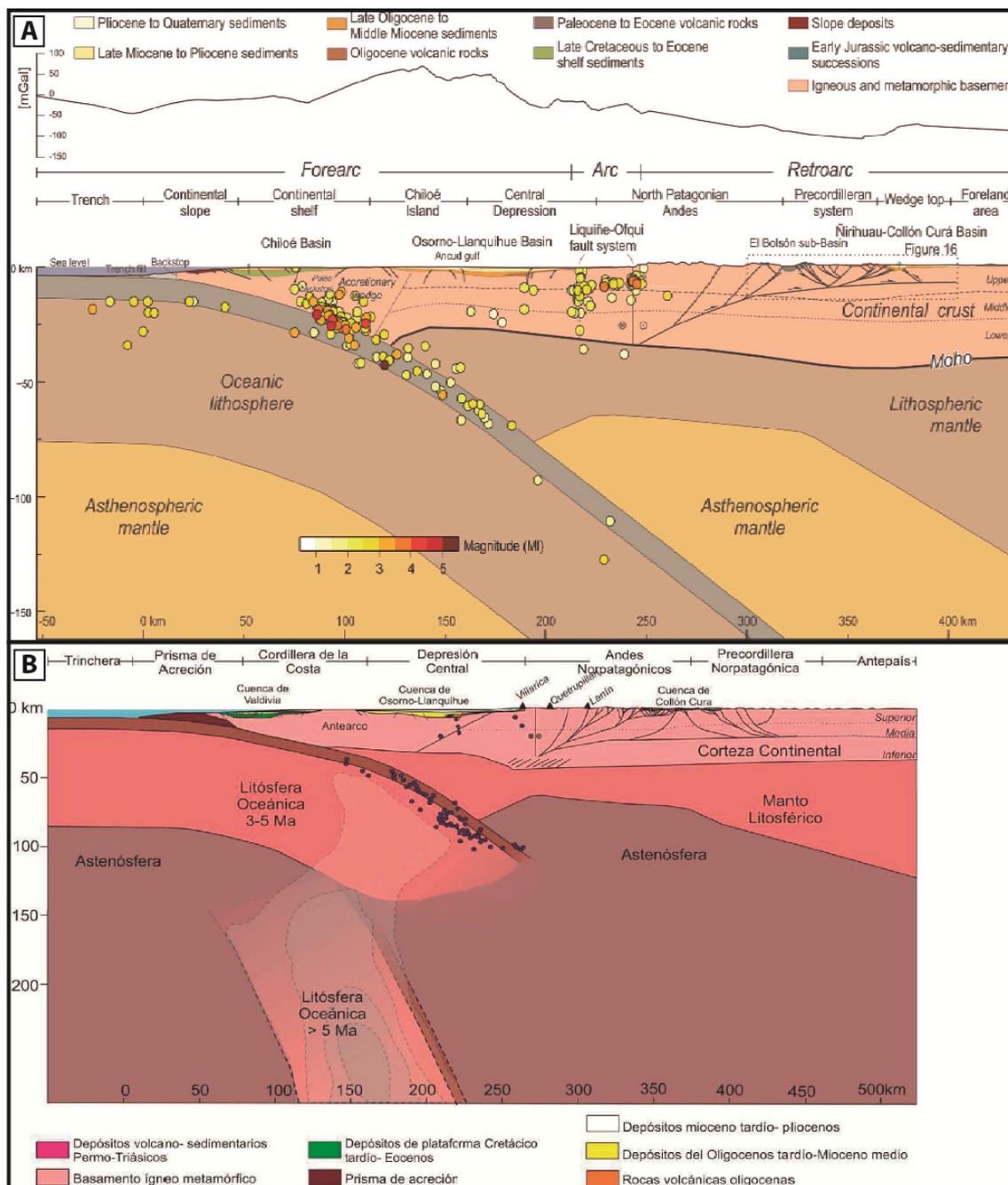


Figura 3.4.A. Perfil estructural litosférico transversal a los Andes Norpatagónicos a los 42° de latitud S (según Orts *et al.*, 2012). Nótese la geometría de la zona de Wadati-Benioff. **B.** Perfil estructural litosférico a lo largo de los Andes Norpatagónicos a los 39°-40° S (según Ramos, 2015). Nótese el desprendimiento de la losa después de los ~5 Ma. En ambos perfiles se observa la geometría de la corteza inferior, datos de la sismicidad cortical y de intraplaca, información proveniente de tomografías sísmicas que permitió determinar la geometría de la zona de Wadati-Benioff y la estructura del antearco y del retroarco.

4. ESTRATIGRAFÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO

El área de estudiada (figura 4.1) se localiza en la zona central de los Andes Norpatagónicos. En ella, el Complejo Colohuincul y el Complejo Volcano Sedimentario Cordillerano constituyen la roca de caja de cuerpos plutónicos miocenos aislados que forman parte del Batolito Patagónico Norte. El Complejo Colohuincul está constituido por metamorfitas de grado bajo a intermedio y, en menor medida, rocas ígneas. El Complejo Volcano-Sedimentario Cordillerano, de edad jurásica, está conformado por rocas volcánicas andesíticas preservadas en las altas cumbres del área. Todas estas unidades se elevan en forma de grandes bloques dando como resultado una faja plegada y corrida de piel gruesa, actualmente inactiva. El complejo volcano-sedimentario que forma el monte Tronador es pleistoceno y se desarrolla en forma discordante sobre el resto de las litologías. Las laderas de este volcán se encuentran cubiertas de numerosos glaciares acompañados por depósitos morénicos.

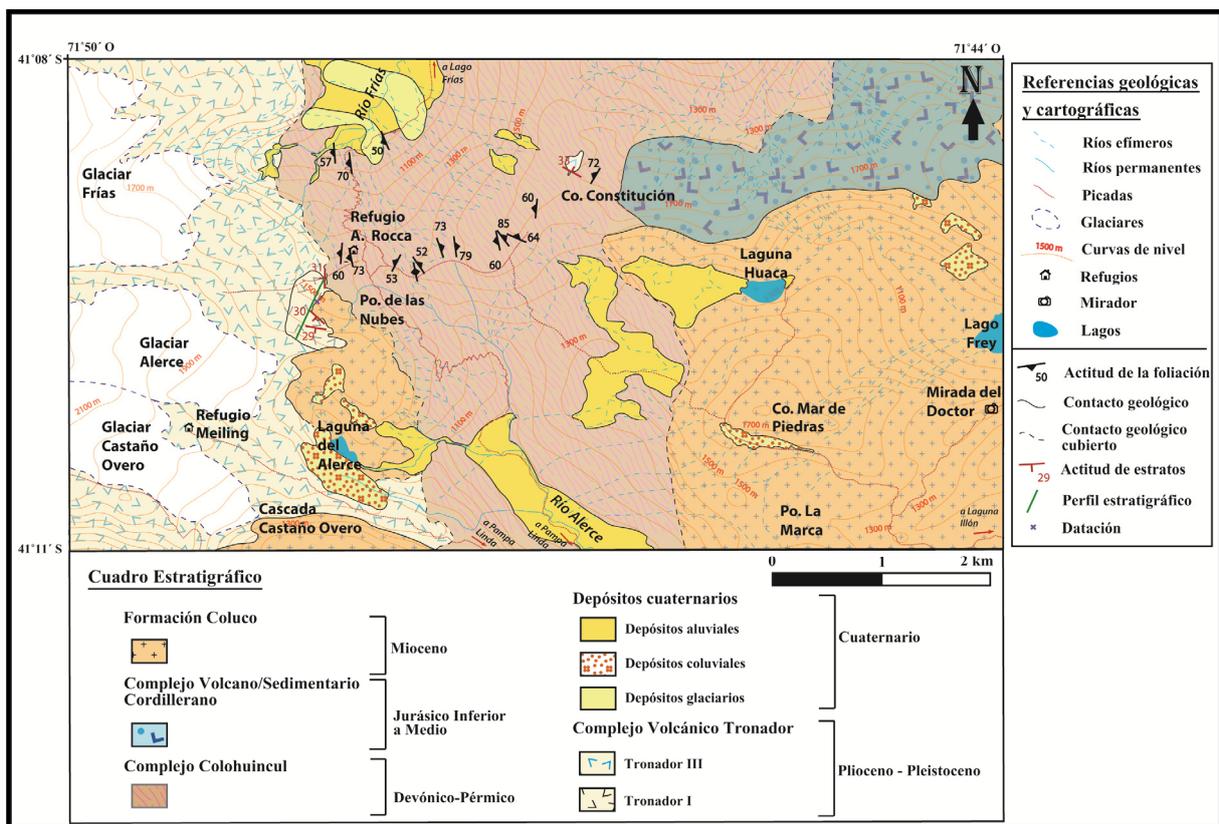


Figura 4.1. Mapa geológico de la zona de estudio. El perfil estratigráfico (indicado con línea verde) se presenta en la figura 4.8.

4.1 Complejo Colohuincul

El Complejo Colohuincul constituye el basamento cristalino del sector norte de los Andes Norpatagónicos. Regionalmente, los afloramientos se presentan en forma salteada, y conforman grandes bloques ascendidos por la orogenia andina, intruidos por los granitoides del Batolito Patagónico (figura 4.1). Presenta edades que se extienden desde el Devónico al Pérmico y están compuestas por esquistos micáceos, cuarcitas, orto- y para-gneises, anfibolitas, migmatitas y rocas intrusivas deformadas de composición granítica a diorítica. Las rocas metamórficas que lo constituyen son de grado bajo e intermedio-alto.

Esta unidad fue inicialmente nombrada por Ljungner (1931) como “rocas de alto metamorfismo”, caracterizándolas principalmente como esquistos micáceos de rumbo NNO. Posteriormente, Feruglio (1941) las llamó “esquistos cristalinos”, reconociendo fundamentalmente micacitas muscovíticas alternantes con cuarcitas micáceas y, en menor medida, esquistos nodulosos con granate, gneises graníticos, esquistos sericíticos cuarcíferos y anfibolitas. Años más tarde, González Bonorino (1944) las denominó “rocas metamórficas de basamento cristalino”. Turner (1965, 1973) agrupó a estas metamorfitas bajo el nombre de Formación Colohuincul, habiéndolas estudiado en la zona cordillerana de Aluminé y San Martín de los Andes, provincia de Neuquén. En el año 1978 González Bonorino y González Bonorino, postularon a los esquistos cuarcíticos y/o hornbléndicos como litología predominante.

Por su parte Greco (1975) agrupa las metamorfitas paleozoicas aflorantes al sur de Bariloche y en la zona del monte Tronador, bajo el nombre de Formación Mascardi y realiza una descripción litológica y petrográfica. Posteriormente, González Bonorino (1979), correlacionó e incorporó el basamento aflorante en forma saltuaria en los Andes Norpatagónicos, a la Formación Panguipulli, definida por Aguirre y Levi (1964) en la Cordillera de la Costa de Chile. Esta correlación luego fue apoyada por numerosos autores.

Dalla Salda *et al.* (1991a) caracterizaron petrográficamente las rocas del basamento ígneo-metamórfico presentes en la zona del lago Lácar y en San Martín de los Andes. Además, definieron tres grupos de rocas metamórficas de diferentes paragénesis y, por lo tanto, grado metamórfico (uno bajo, uno mediano, ambas correspondientes a eventos de escala local, y uno mediano-alto, correspondiente a un evento regional) y dataron tanto las metamorfitas como los cuerpos plutónicos (sin- a tardío-magmáticos) que las intruyen. Ese mismo año, Dalla Salda *et al.* efectuaron un estudio de los afloramientos del Complejo Colohuincul en las proximidades de los lagos Gutiérrez, Mascardi y Guillermo (Dalla Salda *et al.*, 1991b). En éste, determinaron que su estructura es producto de dos fases de deformación dúctiles (F1: N 75°/31° S y F2: N 130°/61° NE). Realizando estudios petrográficos de las metamorfitas, caracterizaron tres episodios metamórficos principales: M1 relictual sobre la estratificación original, M2 regional principal (se corresponde con el

que origina la esquistosidad y la foliación más penetrativa), y M3 local y retrógrado. En base a datos geocronológicos y petrológicos, propusieron una correlación entre los terrenos metamórficos de la Cordillera Norpatagónica en Neuquén y Río Negro bajo la denominación de Complejo Colohuincul, nombre que se utiliza actualmente.

Años más tarde, García Sansegundo *et al.* (2009) estudió estas metamorfitas en la zona de los lagos Gutiérrez y Mascardi, reconociendo en ellas, a partir de análisis al microscopio, tres eventos deformacionales gondwánicos (D1, D2 y D3), dando como resultado estructuras sobreimpuestas. Estos tres eventos se desarrollaron bajo condiciones metamórficas diferentes. Los autores definen la foliación regional principal como D2, la cual ha sufrido el plegamiento asociado al evento D3, representado por un sistema de pliegues de rumbo NO. Según ellos, el evento D1 no puede reconocerse en la región de Bariloche. Además, a partir de la paragénesis mineral y las relaciones de cristalización-deformación de los minerales, pudieron deducir la existencia de dos episodios metamórficos. El primero, de alta presión, fue coetáneo con el evento deformacional D1 y estuvo relacionado con un episodio subductivo temprano, devónico-carbonífero. El segundo episodio metamórfico, pérmico, ocurrió bajo condiciones de presión intermedias a bajas, engloba a D2 y D3, y estuvo relacionado con el emplazamiento de importantes fallas que afectaron a la corteza durante D2. Durante los eventos D2 y D3, se alcanzaron condiciones de alta temperatura de metamorfismo, lo cual se evidencia en la migmatización regional y en la intrusión de granitoides sin- a post-orogénicos carbonífero-pérmicos.

Posteriormente, Martínez *et al.* (2011) analizaron la paragénesis mineral y las variaciones de presión y temperatura de los eventos metamórficos impresos en el Complejo Colohuincul, además de realizar dataciones U-Th-Pb en monacita en esta misma unidad. De esta forma, lograron determinar un pico de metamorfismo de alta presión (1,8 GPa) y baja temperatura (440°C), que interpretaron como correspondiente a la colisión del microcontinente de Chileña contra el margen sudoccidental de Gondwana durante el Devónico medio. Posteriormente, la temperatura de metamorfismo aumentó hasta los 580°C, evidenciado por la exhumación de la facies de esquistos azules, lo que dio lugar a un re-equilibrio térmico con respecto a las bajas temperaturas previas. Subsecuentemente, hubo un enfriamiento y disminución de la presión, produciendo metamorfismo retrógrado en el Carbonífero Temprano (350 Ma).

En cuanto a la edad de esta unidad (tabla 1), en un primer momento Feruglio (1941) la interpretó como precámbrica. Al correlacionarla con la Formación Panguipulli, González Bonorino (1979) le otorgó una edad paleozoica superior, pre-carbonífera. Años más tarde, Dalla Salda *et al.* (1991a), mediante estudios Rb-Sr en roca total, comunicaron edades de 860 ± 23 Ma, 620 ± 30 Ma y 555 ± 20 Ma para el Complejo Colohuincul e intrusivos tonalíticos y granodioríticos. En la zona sur de Bariloche, Dalla Salda *et al.* (1991b) obtuvieron una isócrona Rb-Sr de roca total elaborada con gneis sillimanítico y tonalitas, de edad de 727 ± 48 Ma, y edades K-Ar en anfíbol de anfíbolitas, de 330-350 Ma.

Posteriormente, Basei *et al.* (1999) y Varela *et al.* (1999) realizaron estudios isotópicos que dieron como resultado que los procesos magmáticos y deformacionales que afectaron a estas metamorfitas tenían edades comprendidas entre el Carbonífero y el Pérmico superior-Triásico. Adicionalmente, estos investigadores dataron el protolito obteniendo edades de 1400 y 1200 Ma, con lo que las interpretaciones posteriores definían al Complejo Colohuincul como un basamento precámbrico afectado aproximadamente 1 Ga después por la orogenia gondwánica durante el Paleozoico superior (Ramos, 2000). Posteriormente, Varela *et al.* (2005) dataron circones de tonalitas y granitos deformados, rocas correlacionables con el Complejo Colohuincul, y obtuvieron edades U-Pb de 420 a 380 Ma (321 ± 2 Ma para las anfibolitas de Cañadón de La Mosca) y edades K-Ar en biotita de 375 a 310 Ma. Alegaron la actividad tectono-magmática a los movimientos chánicos del oeste de la Precordillera y la Cordillera Frontal, afirmando que la zona se estabilizó tectónicamente hacia fines del Devónico. Finalmente, se encuentran las ya mencionadas dataciones realizadas por Martínez *et al.* (2011), que concuerdan con las llevadas a cabo por Varela *et al.* (2005).

Autor	Método	Edad (Ma)	Litología y unidad	Zona
Basei <i>et al.</i> (1999)	K-Ar (muscovita)	230 ± 5	Gneiss (CC)	Lago Gutiérrez
Basei <i>et al.</i> (1999)	K-Ar (muscovita)	205 ± 6	Gneiss (CC)	Lago Gutiérrez
Basei <i>et al.</i> (1999)	U-Pb (circones)	345,9 ± 4.3	Anfibolita (CC)	Cañadón de la Mosca
Basei <i>et al.</i> (1999)	U-Pb (circones)	206 ± 40	Gneis granodiorítico (CC)	Lago Gutiérrez
Basei <i>et al.</i> (1999)	Sm-Nd	1343 ± 82	Anfibolita (CC)	Cañadón de la Mosca
Basei <i>et al.</i> (1999)	Sm-Nd	1206 ± 41	Gneis granodiorítico (CC)	Lago Gutiérrez
Varela <i>et al.</i> (2005)	K-Ar (biotita)	140 ± 6	Granodiorita intruyendo al CC	Lago Gutiérrez
Varela <i>et al.</i> (2005)	K-Ar (muscovita)	205 ± 6	Gneis (CC)	Lago Gutiérrez
Varela <i>et al.</i> (2005)	K-Ar (muscovita)	230 ± 5	Esquisto (CC)	Lago Gutiérrez
Varela <i>et al.</i> (2005)	U-Pb (circones)	226 ± 17	Granodiorita intruyendo al CC	Lago Gutiérrez
Varela <i>et al.</i> (2005)	U-Pb (circones)	320,7 ± 2,1	Anfibolita (CC)	Cañadón de la Mosca

Martínez <i>et al.</i> (2011)	Th-U-Pb (monacita)	391,7 ± 4.0	Migmatita (CC)	Lago Brazo Tronador
Martínez <i>et al.</i> (2011)	Th-U-Pb (monacita)	350,4 ± 5.8	Migmatita (CC)	Lago Brazo Tronador
Martínez <i>et al.</i> (2011)	Th-U-Pb (monacita)	169,6 ± (edad de probable reseteo isotópico)	Esquisto micáceo (CC)	Cerro Catedral
Pankhurst <i>et al.</i> (2006)	U-Pb SCHRIMP	323 ± 3	Diorita (CC)	Cañadón de la Mosca
Pankhurst <i>et al.</i> (2006)	U-Pb SCHRIMP	330 ± 4	Granodiorita (CC)	Cordón del Serrucho

Tabla 1. Recopilación de las dataciones más recientes publicadas hasta el momento para las rocas del Complejo Colohuincul y cuerpos intrusivos relacionados a ellas. Todas ellas pertenecen a los alrededores de la localidad de San Carlos de Bariloche. CC: Complejo Colohuincul.

En este trabajo, se recorrieron numerosos afloramientos pertenecientes al Complejo Colohuincul y se tomó un importante número de muestras. Esta unidad se encuentra cubierta casi en su totalidad por vegetación, por lo que gran parte de su extensión mapeada se infirió gracias a imágenes satelitales, siempre partiendo de las observaciones de los contactos litológicos realizadas en el campo.

Arealmente este complejo constituye la unidad más abarcativa de la zona de estudio y se presenta intensamente erosionado por los agentes fluviales y glaciares que, a través del tiempo, modelaron el paisaje de la región (véase figura 4.2.A). Sus exposiciones constituyen tanto relieves negativos como positivos en el paisaje. Forman una faja NNO en la zona central del mapa que coincide con los valles de los ríos Alerce al sur y Frías al norte. Hacia el extremo noreste del mapa se extiende conformando la ladera occidental de una de las elevaciones del área, el cerro Constitución (figura 4.1).

El Complejo Colohuincul se encuentra intruido por los granitoides del Batolito Patagónico Cordillerano y cubierto en relación de discordancia por el Complejo volcano-sedimentario Tronador (figura 4.3) y por el Complejo Volcano-Sedimentario Cordillerano.

Además, posee una gran variedad litológica. Comprende filitas muscovíticas, anfibolitas con incipiente foliación y granoblásticas, esquistos, esquistos gnéisicos y granitos y tonalitas foliadas (véase apartado 4.1.1 Descripciones petrográficas). Las metamorfitas, es decir, las rocas más representativas en abundancia dentro de esta unidad, presentan un grado metamórfico bajo a intermedio y, en general, poseen alteración propilítica, la cual les otorga color verde.

En los alrededores del refugio A. Rocca, al noroeste del Paso de las Nubes, se observaron rocas caracterizadas por poseer alternancias de bandas de colores claros y oscuros (figura 4.2.B). Las oscuras poseen foliación marcada, mientras que en las de colores más claros, de composición tonalítica, se destaca una foliación macroscópica incipiente y textura granosa media al microscopio. Estas últimas están compuestas por plagioclasa (euhedral e intensamente alterada a sericita), cuarzo, biotita (intensamente alterada y desferrizada), y en menor medida feldespato potásico y circón (véase muestra M02). Es importante señalar la presencia de diques volcánicos afectando al Complejo Colohuincul. La foliación en esta zona es SSE e inclina subverticalmente al O.



Figura 4.2.A. Estrías glaciarias afectando a un gneis del Complejo Colohuincul. **B.** Intercalación de rocas metamórficas e ígneas foliadas correspondientes al Complejo Colohuincul en los alrededores del refugio A. Rocca.

Al sudeste del refugio Rocca se destaca la presencia de rocas esquistosas y gnéicas plegadas, intercaladas con bandas de color claro incipientemente foliadas. Las direcciones de foliación predominantes poseen orientaciones NNE e inclinaciones con un promedio de 53° hacia el O.

Hacia el NE del refugio se encuentra el afloramiento más extenso del Complejo Colohuincul, el cual constituye la ladera occidental del cerro Constitución (figura 4.1). En este sector, las litologías estudiadas presentan una rica variedad compuesta por rocas metamórficas foliadas, plutónicas también foliadas pero en menor grado y representantes hipabisales. Las litologías que dominan son: filitas micáceas con clivaje discontinuo, espaciado e irregular, compuestas por bandas granoblásticas de cuarzo y plagioclasa intercaladas con bandas lepidoblásticas de muscovita y clorita (véase muestra M18 figura 4.4); esquistos gnéicos con esquistosidad espaciada formados también por bandas granoblásticas de cuarzo intercaladas con bandas lepidoblásticas compuestas por muscovita y biotita (véase muestra M19); granitos foliados con alteración propilítica en parches que al ser estudiados al microscopio poseen textura granosa media y están constituidos por plagioclasa (intensamente alterada a sericita y epidoto), cuarzo, feldespato potásico con pertitas y biotita intensamente cloritizada con exsoluciones de minerales opacos aciculares

(véase muestra M16); esquistos con textura granoblástica de grano fino constituidos por cuarzo, plagioclasa, epidoto, zoicita, clorita y anfíbol; y milonitas. Al recorrer la picada para ascender a la cumbre de este cerro desde el refugio A. Rocca, la importante variación de litologías ya descrita, localizada en el sector central del mapa, presenta una foliación de rumbo NE e inclinación al NO. Hacia el NE, los esquistos micáceos de color verde pasan a ser la litología dominante y la foliación en ellos adopta un rumbo NO inclinándose fuertemente hacia el NE. En el resto de la picada hasta el contacto con el Complejo Volcano-Sedimentario Cordillerano, la foliación presenta inclinaciones variables hacia el ONO, NO y el NE.

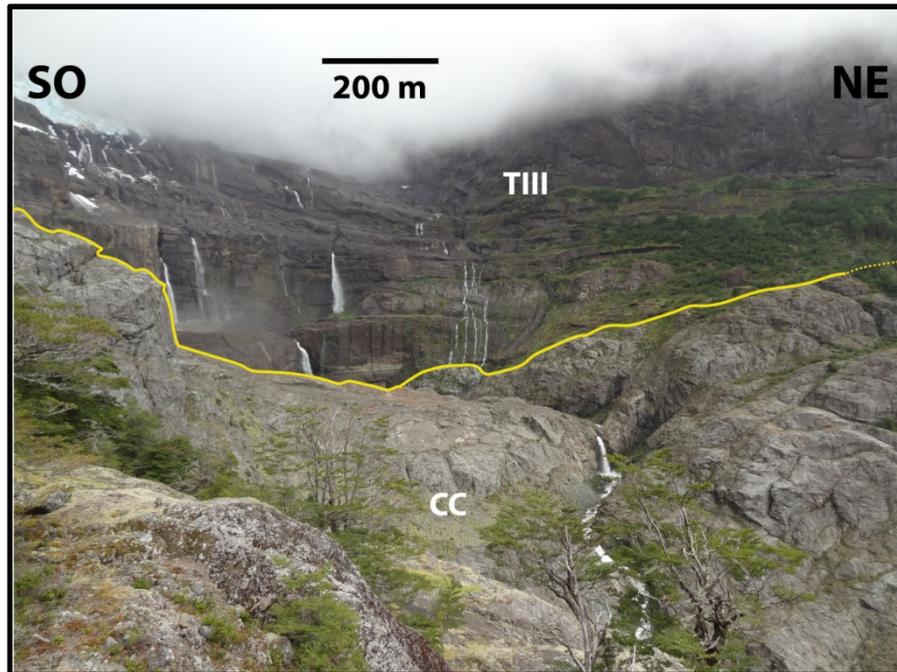


Figura 4.3. Contacto discordante entre el Complejo Volcánico Tronador (unidad Tronador III) y el Complejo Colohuincul. Imagen tomada en las nacientes del río Frías. En el extremo superior izquierdo de la fotografía se puede observar el glaciar Frías. CC: Complejo Colohuincul. TIII: Tronador III.

Los afloramientos noroccidentales del Complejo Colohuincul ubicados en el valle del río Frías, al este del glaciar homónimo, están constituidos por rocas metamórficas que comprenden filitas, esquistos, gneises y anfibolitas, tanto de texturas granoblásticas como incipientemente foliadas. Estas últimas poseen una paragénesis compuesta por plagioclasa, anfíbol, cuarzo y, en menor medida, feldespato potásico, epidoto, titanita y clorita (véase muestra M08 y M09). El conjunto de rocas expuesto en este sector se presenta plegado y deformado dúctilmente. La foliación en esta zona presenta rumbos NNO e inclinaciones subverticales.

4.1.1 Descripciones petrográficas

M 18 – Filita micácea (41° 09' 22,68" S; 71° 47' 54,24" O)

Observando la muestra de mano, se la puede describir como una roca metamórfica gris verdosa de grano fino, con desarrollo de clivaje, es decir, como una filita o una pizarra. El clivaje es discontinuo, espaciado e irregular. Se reconocen dominios de clivaje con láminas de filosilicatos de grano fino separados entre sí por dominios de grano muy fino de diferente composición.

Al analizar la muestra al microscopio, se puede destacar que presenta foliación. Ésta, está dada por la disposición subparalela de los minerales planares que la componen, la cual resulta en bandas de escaso espesor (menos de 0,3 mm) de textura lepidoblástica. A su vez, estos filosilicatos se encuentran distanciados entre sí por bandas de textura granoblástica de grano muy fino, formadas por cuarzo y plagioclasa, los cuales, a su vez desarrollan una orientación paralela a la foliación.

La paragénesis mineral de la roca está integrada por: cuarzo, plagioclasa, muscovita, clorita y minerales opacos como componentes minoritarios.

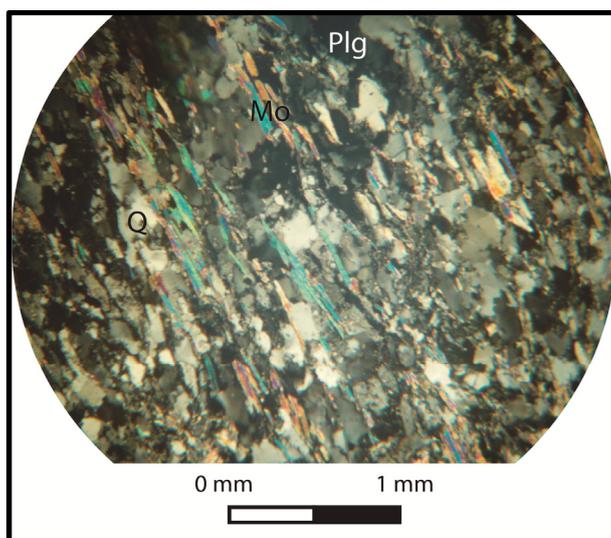


Figura 4.4. Microfotografía con nicols cruzados de la muestra M 18 tomada con aumento 5 X. Se observa un sector de la muestra de grano fino caracterizado por marcada foliación y constituido por microlitones de cuarzo y plagioclasa (en menor abundancia) entre los cuales se disponen paralelamente entre sí cristaloblastos de muscovita. Son destacables las texturas lepidoblástica de los filosilicatos y la granoblástica de los minerales equidimensionales en ciertos sectores.

Los cristaloblastos de muscovita, de hábito laminar e idioblásticos, se disponen subparalelamente entre sí y se extienden hasta el milímetro en la dirección de su eje mayor.

Los de plagioclasa y cuarzo presentan contactos suturados entre sí. La plagioclasa se

presenta idioblástica, de hábito tabular y alterada a sericita; mientras que el cuarzo se exhibe xenoblástico, fresco, con extinción fragmentosa y en mortero.

Se observan fracturas rellenas de cuarzo y carbonatos.

Considerando la textura, el tamaño de grano y la paragénesis mineral de la roca, ésta puede definirse como una filita perteneciente a la facies Prehnita-Pumpellita, la cual se corresponde con un metamorfismo regional de muy bajo grado.

M 09 – Anfibolita (41° 08′ 38,76″ S; 71° 48′ 32,04″ O)

En muestra de mano, es una roca metamórfica color gris claro de textura foliada. Está formada principalmente por anfíbol y plagioclasa. Estos minerales se alternan en forma de bandas oscuras y claras pobremente definidas. En sectores, la textura puede ser definida como granoblástica.

Las bandas leucocráticas presentan textura granoblástica y poseen hasta 0,6 cm de espesor. Son irregulares en su desarrollo y disposición espacial. Están compuestas principalmente por cristaloblastos subidioblásticos de plagioclasa, y, en menor medida, por pequeños cristaloblastos de cuarzo.

Las bandas melanocráticas, de textura nematoblástica, están integradas por cristaloblastos idioblásticos de anfíboles dispuestos subparalelamente entre sí. Estas bandas presentan un arreglo irregular, y varían en su espesor desde 0,1 cm hasta los 0,8 cm.

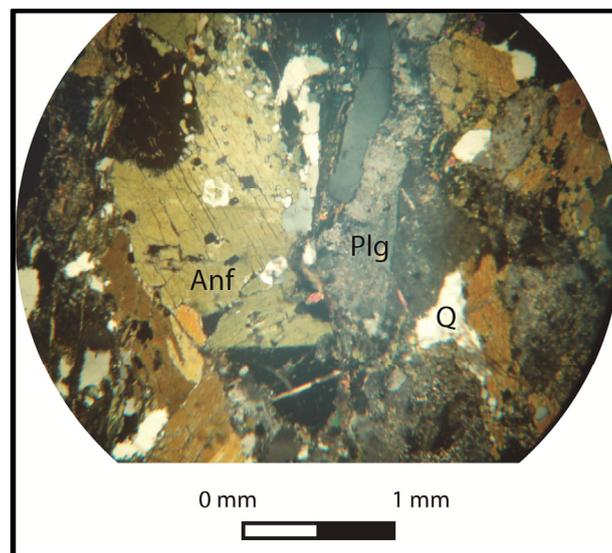


Figura 4.5. Microfotografía con nicoles cruzados de la muestra M 09 tomada con aumento 5 X. Se observa un sector de la muestra caracterizado por su foliación, constituido por cristaloblastos de hornblenda dispuestos subparalelamente entre sí formando bandas de textura nematoblástica.

Microscópicamente, esta roca posee foliación gracias a la disposición en paralelo de los anfíboles que la componen. Éstos, se agrupan formando bandas de textura nematoblástica de grano medio, cuyo diseño es irregular, ya que pierden su continuidad intercalándose con sectores en los que predominan cristaloblastos de cuarzo, plagioclasa y feldespatos potásico.

La paragénesis mineral de la roca está compuesta por plagioclasa, anfíbol y cuarzo. En menor medida, puede observarse feldespatos potásico, epidoto, titanita, clorita y circón.

Los cristaloblastos de anfíbol, hipidioblásticos a xenoblásticos, exhiben tamaños de hasta 3 mm. Es destacable la presencia de las maclas de dos individuos y presidencial en numerosos individuos. Además, poseen, según la sección que se observe, pleocroísmo cambiante. En algunas secciones, este varía dentro de tonos verdes, mientras que en otras, las tonalidades son verde castañas.

Los cristaloblastos de plagioclasa, idioblásticos, se extienden en su dirección de mayor desarrollo cristalino hasta los 6 mm y poseen hábito tabular. Se encuentran intensamente alterados a sericita.

Los individuos de cuarzo, xenoblásticos, poseen extinción fragmentosa y en mortero. Exhiben tamaños de hasta 4 mm.

El feldespatos potásico se encuentra xenoblástico e intensamente alterado a arcillas.

Tanto la clorita como el epidoto, crecen a expensas del anfíbol. Ambas especies cristalinas se presentan xenoblásticas. La clorita, de birrefringencia anómala y pleocroísmo dentro de tonos verdes, posee hábito fibroso.

Los circones poseen tamaños menores a 0,1 mm, elevado relieve y alta birrefringencia.

Teniendo en cuenta la paragénesis, tamaño de grano y textura de la roca, ésta puede clasificarse texturalmente como una anfibolita correspondiente con un grado medio de metamorfismo regional.

M 02 – Tonalita (41° 09' 19,44" S; 71° 48' 21,60" O)

Macroscópicamente es una roca plutónica gris clara con textura granosa media. Está compuesta por cristales subhedrales a euhedrales de plagioclasa, de hasta 0,5 cm de extensión en su eje mayor, y cristales subhedrales máficos. Éstos, se distribuyen caóticamente, agrupándose en algunos sectores formando parches melanocráticos.

Microscópicamente, puede describirse como roca plutónica holocristalina, hipidiomorfa, equigranular, de textura granosa media.

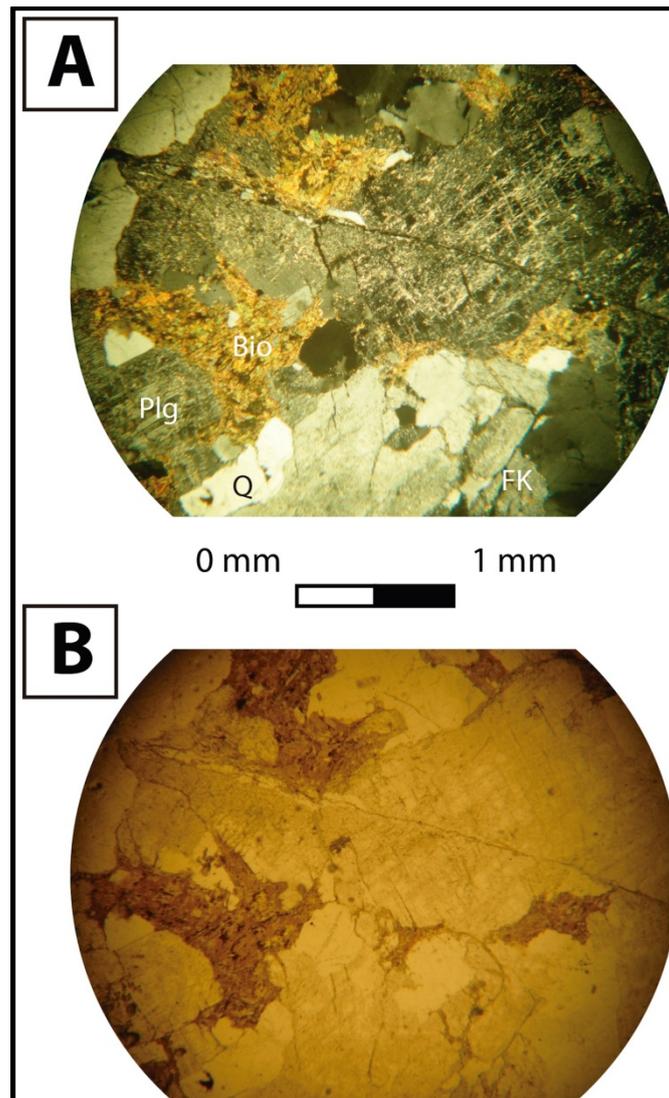


Figura 4.6. Microfotografías de la muestra M 02. Ambas fueron tomadas con aumento 5 X. **A.** Tomada con nicoles cruzados. Se observan textura granosa media. Los componentes minerales están representados por plagioclasa alterada a sericita, feldespato potásico, cuarzo y biotita cloritizada. **B.** Imagen capturada con nicoles en paralelo. Los cristales de biotita se encuentran intensamente alterados y desferrizados.

Está compuesta por un 50 % de plagioclasa, un 25 % de cuarzo, un 19 % de biotita, un 5 % de feldespato potásico, y un 1 % de circón.

Los cristales de plagioclasa, intensamente alterados a sericita, se extienden en su dirección de mayor desarrollo cristalino desde los 0,5 hasta los 4 mm de largo. Son tabulares, euhedrales, equigranulares y presentan macla polisintética.

Los individuos de cuarzo, anhedrales, presentan típica extinción en flash, llegando a ser ondulosa en ocasiones. Alcanzan los 3,5 mm en tamaño y son equigranulares.

La biotita está intensamente alterada y desferrizada. Sus cristales, de hábito laminar, varían entre los 0,4 y los 2 mm de tamaño en su dirección de máximo desarrollo cristalino,

son subhedrales a euhedrales y poseen un pleocroísmo que varía de un color castaño claro a uno con tonalidades fuertemente rojizas. Debido a la intensa alteración existente, en algunas secciones los individuos de biotita perdieron su pleocroísmo.

Al realizar el recálculo de los valores porcentuales de los minerales principales para clasificar la muestra utilizando el diagrama QAPF establecido por la IUGS, los resultados obtenidos fueron: un 91 % de plagioclasa, un 31,25 % de cuarzo y un 9 % de feldespato potásico. La roca clasifica como una tonalita del campo 5.

M 19 – Esquisto gnéisico (protomilonita?) con orientación 339°/60°.

(41° 09' 11,88" S; 71° 47' 24,36" O)

Macroscópicamente, es un gneis ojiforme de color castaño verdoso con foliación. Está compuesta por porfiroblastos de feldespato potásico envueltos en una matriz foliada de grano fino. Estos cristaloblastos, de color rosado, pueden llegar a tener desde 1 mm hasta 2 cm, y forman parte de estructuras lenticulares, ojiformes, que se alinean con la foliación. La matriz es de color castaño verdoso y se encuentra afectada por más de una familia de superficies planares penetrativa. Éstas se cruzan entre sí a pesar de tener orientaciones similares.

Microscópicamente, es una roca metamórfica con esquistosidad espaciada, compuesta por dos tipos de bandas. Unas poseen textura lepidoblástica y las otras, textura granoblástica. Ambas son de grano muy fino. Las primeras, están compuestas por agregados muy finos de biotita y muscovita, mientras que las segundas, únicamente por cuarzo xenoblástico.

La paragénesis de la roca está compuesta por cuarzo, biotita y muscovita.

Las bandas formadas por minerales planares son irregulares, tanto en espesor como en distribución espacial, ya que muchas veces se encuentran interrumpidas por parches de textura granoblástica compuestos por cuarzo. Dentro de estas bandas, se distingue una especie mineral caracterizada por exhibir hábitos circulares y equidimensionales. Estos cristaloblastos, presentan inclusiones de biotita y muscovita, son de bajo relieve y se extienden hasta los 1,5 mm.

Las bandas formadas por microlitones xenoblásticos de cuarzo, de textura granoblástica, están caracterizadas por tener contactos suturados internos entre sus componentes minerales. Los cristaloblastos de cuarzo, son en su totalidad menores a 0,4 mm y entran en contacto entre sí guardando ángulos cercanos a los 120°. Dentro de estas bandas granoblásticas, es destacable la presencia de minerales planares de hábito laminar, dispuestos subparalelamente entre sí, con un pleocroísmo que varía en tonalidades de verde.

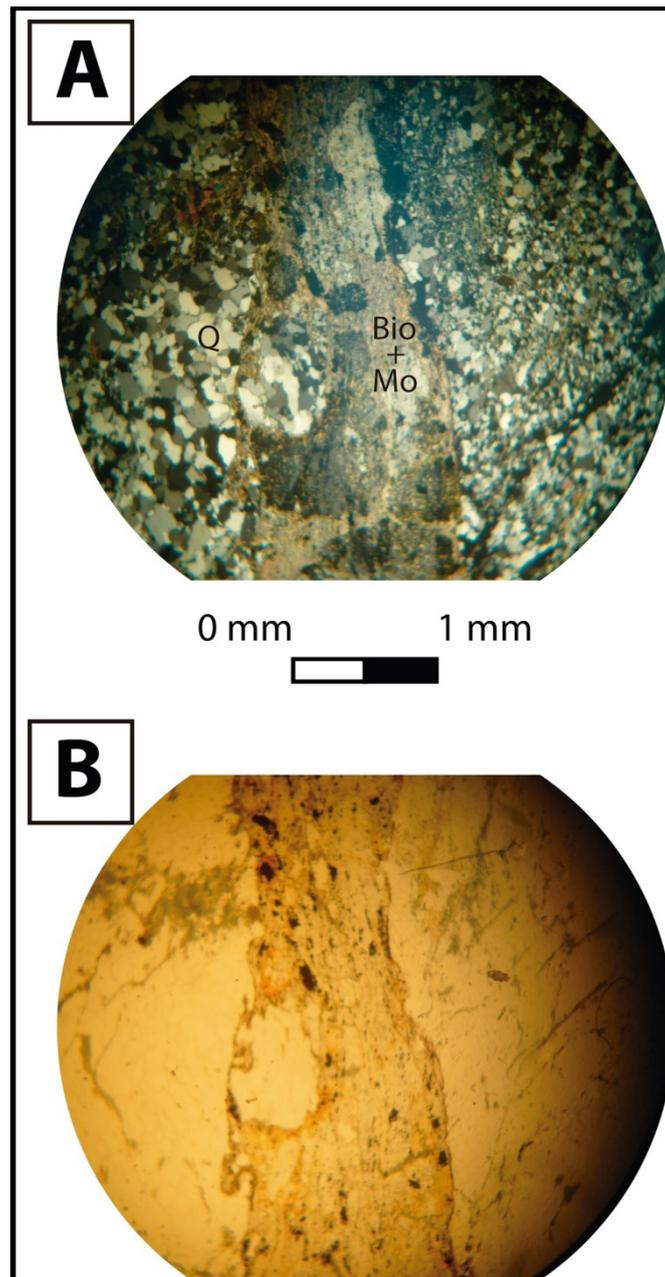


Figura 4.7. Microfotografías de la muestra M 19. Ambas fueron tomadas con aumento 5 X. **A.** Tomada con nicoles cruzados. Se observan dos bandas: la central, formada por un agregado fino de biotita y muscovita posee textura lepidoblástica; a los costados, la que se encuentra formada por cristaloblastos de cuarzo, de textura granoblástica. En el extremo superior izquierdo se observan minerales planares de alta birrefringencia incluidas dentro de las bandas compuestas por cuarzo. **B.** Imagen capturada con nicoles en paralelo. Los cristales de biotita de grano muy fino permiten que se contornee la banda central lepidoblástica. A los costados, en la zona donde domina la textura cristaloblástica, con una mayor concentración en el extremo superior izquierdo, se distinguen minerales planares de color verde.

De acuerdo con la textura de la muestra y su paragénesis, la roca es un esquistos de la facies metamórfica de esquistos verdes, correspondiente a un metamorfismo regional de bajo grado.

M 17 – Esquisto o hornfel (41° 09′ 01,80″ S; 71° 47′ 15,36″ O)

En términos de observaciones macroscópicas, es una roca de color gris verdoso oscuro, de textura granoblástica fina. Está compuesta en proporciones similares por cristaloblastos leucocráticos (probablemente de plagioclasa o feldespato) y por cristaloblastos melanocráticos de hábito acicular (probablemente de anfíbol) tamaño de grano fino.

Microscópicamente, es una roca metamórfica no foliada de textura poiquiloblástica y tamaño de grano fino, ya que los cristaloblastos en muy escasas ocasiones superan el milímetro de tamaño. La paragénesis mineral que la compone está constituida por cuarzo, plagioclasa, epidoto, zoicita, clorita y en menor medida, anfíbol, minerales opacos, granate y titanita.

Los cristaloblastos de plagioclasa, idioblásticos, exhiben tamaños cercanos al milímetro, aunque en ocasiones llegan a extenderse hasta los 2,5 mm. Poseen numerosas inclusiones de epidoto y clorita de grano muy fino.

Los de cuarzo son xenoblásticos y no poseen inclusiones. Tienen aspecto fresco y extinción tanto fragmentosa como en mortero.

Tanto el epidoto como la clorita se observan diseminados por toda la muestra y representan las inclusiones en los cristaloblastos de mayor tamaño. El epidoto, se presenta xenoblástico, de alto relieve, y en la muestra posee tanto origen metamórfico, como secundario (ya que se encuentra rellenando fracturas junto con cuarzo). La clorita, de hábito radial y color verde suave, está caracterizada por un pleocroísmo que varía entre tonalidades del mismo color. Exhibe tamaños de hasta 0,5 mm y su birrefringencia es anómala.

Los cristaloblastos de zoicita son hipidioblásticos y están caracterizados por su alto relieve y birrefringencia anómala.

Se observa sólo un cristaloblasto de granate, equidimensional, de 0,5 mm de diámetro que incluye individuos menores de epidoto.

El anfíbol se presenta en escasas cantidades, hipidioblástico y posee pleocroísmo en tonalidades de verde.

Los minerales opacos, diseminados por la muestra, constituyen los cristaloblastos menos abundantes de todos junto con la titanita y no superan los 0,25 mm. La titanita, se presenta con alto relieve y tamaños menores a los 0,25 mm también.

Los contactos entre los cristaloblastos mencionados suelen ser a modo de suturas.

Teniendo en cuenta la paragénesis mineral, el tamaño de grano de los componentes de la roca y su textura, esta muestra puede clasificarse como un esquisto o como un hornfel. Se concluye que es un esquisto debido a que no hay evidencias de campo de la existencia de

metamorfismo de contacto en la zona de donde se extrajo la muestra. Es decir, la roca clasifica como un esquisto de textura poiquiloblástica y grano fino, que fue producto de metamorfismo regional de bajo grado.

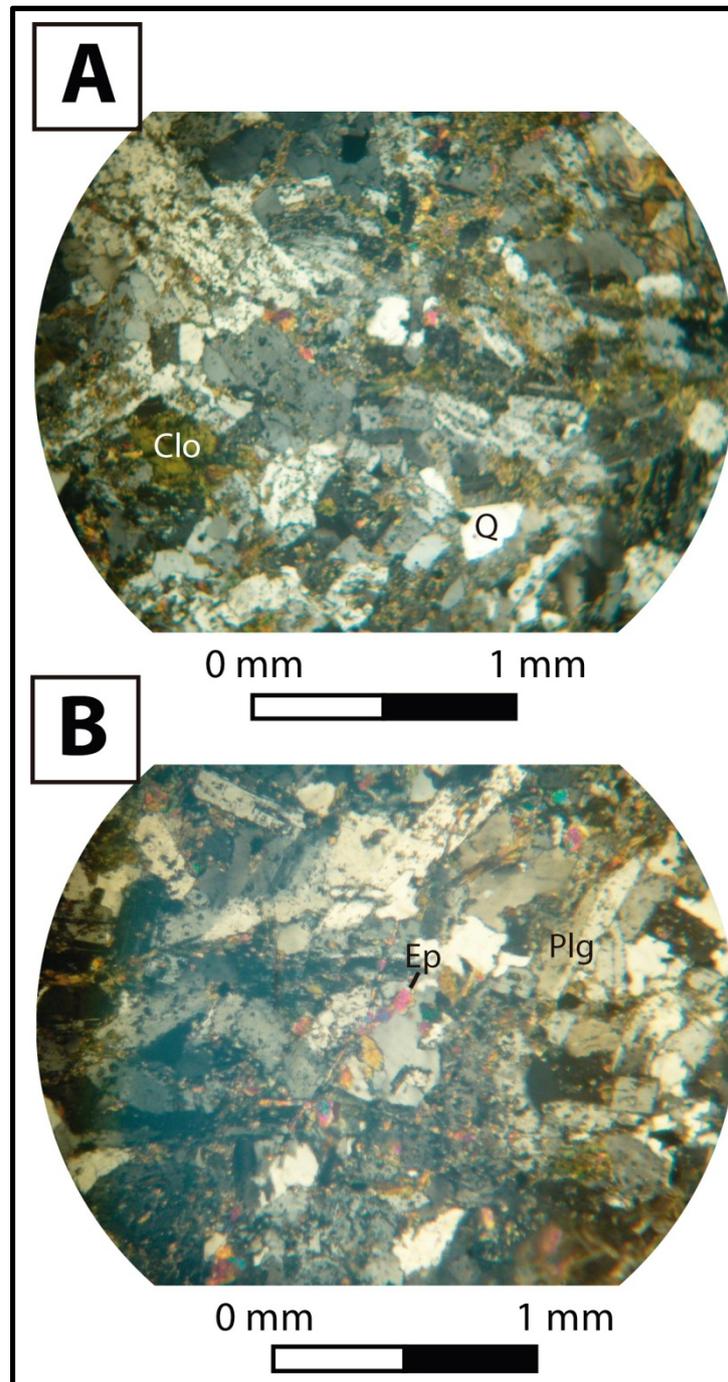


Figura 4.8. Microfotografías con niclos cruzados de la muestra M 17, esquisto de grano fino. Ambas fueron tomadas con aumento 5 X. Se distingue textura poiquiloblástica en la que la clorita y el epidoto se presentan incluidos en los cristaloblastos mayores de cuarzo y plagioclasa.

M 16 – Granito (41° 09' 11,16" S; 71° 47' 17,16" O)

Macroscópicamente es una roca de color gris claro, verdoso en algunos sectores, debido a la alteración que la afecta. Posee textura granosa y foliación en el afloramiento. Está compuesta mayormente por plagioclasa, anfíbol y cuarzo en bajas proporciones. Los cristales de plagioclasa son anhedral y constituyen el 65% de la roca. Los de anfíbol, subhedral a anhedral, se corresponden con el 30 % de la muestra y poseen proporciones de hasta 4 mm. Se observa alteración a una o varias especies minerales que presenta/n hábito fibroso y color verde oscuro. El cuarzo está en una proporción del 5 %.

Microscópicamente es una roca plutónica holocristalina de textura granosa media, alotrimorfa y equigranular. Está compuesta por plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y biotita.

Los cristales de plagioclasa, subhedral, se extienden entre 1 y 5 mm es su dirección de mayor desarrollo, son inequigranulares y se encuentran pervasivamente alterados a sericita, epidoto, y en menor medida, a carbonatos.

El cuarzo se presenta anhedral, equigranular, con tamaños de hasta 2 mm y variadas inclusiones submilimétricas. Su extinción es en flash, y en algunos casos llega a ser ondulosa y fragmentosa.

Los individuos de feldespato son anhedral, equigranulares, se extienden desde 0,5 a 1,5 mm y están intensamente alterados a arcillas. Además, estos cristales presentan exsoluciones de plagioclasa. Estas pertitas poseen formas alargadas e irregulares.

Los cristales de biotita son los que más alterados se encuentran, ya que están intensamente cloritizados. Exhiben exsoluciones que dan como producto minerales opacos de hábito acicular. Se desarrollan hasta el milímetro, se encuentran altamente deformados y plegados y son los menos abundantes de la muestra.

Esta roca exhibe una intensa alteración propilítica, debido a la abundante presencia de epidoto y clorita. Estos minerales se concentran en las fracturas y se extienden más allá de esas discontinuidades, afectando pervasivamente a toda la muestra. El epidoto presenta macla de dos individuos y elevado relieve. La clorita posee hábito radial, birrefringencia anómala y pleocroísmo entre verde claro y oscuro. Es destacable la presencia de clinzoicita, la cual exhibe birrefringencia anómala y macla de dos individuos.

La moda mineral de la muestra resulta en un 35 % de plagioclasa, un 28 % de cuarzo, un 22 % de feldespato potásico, y un 15 % de biotita. El porcentaje resultante del recálculo sobre los minerales principales es de un 61,3 % para la plagioclasa, un 38,6 % para el feldespato y un 32,9 % para el cuarzo. Es por ello que la roca clasifica como un granito del campo 3 según la IUGS.

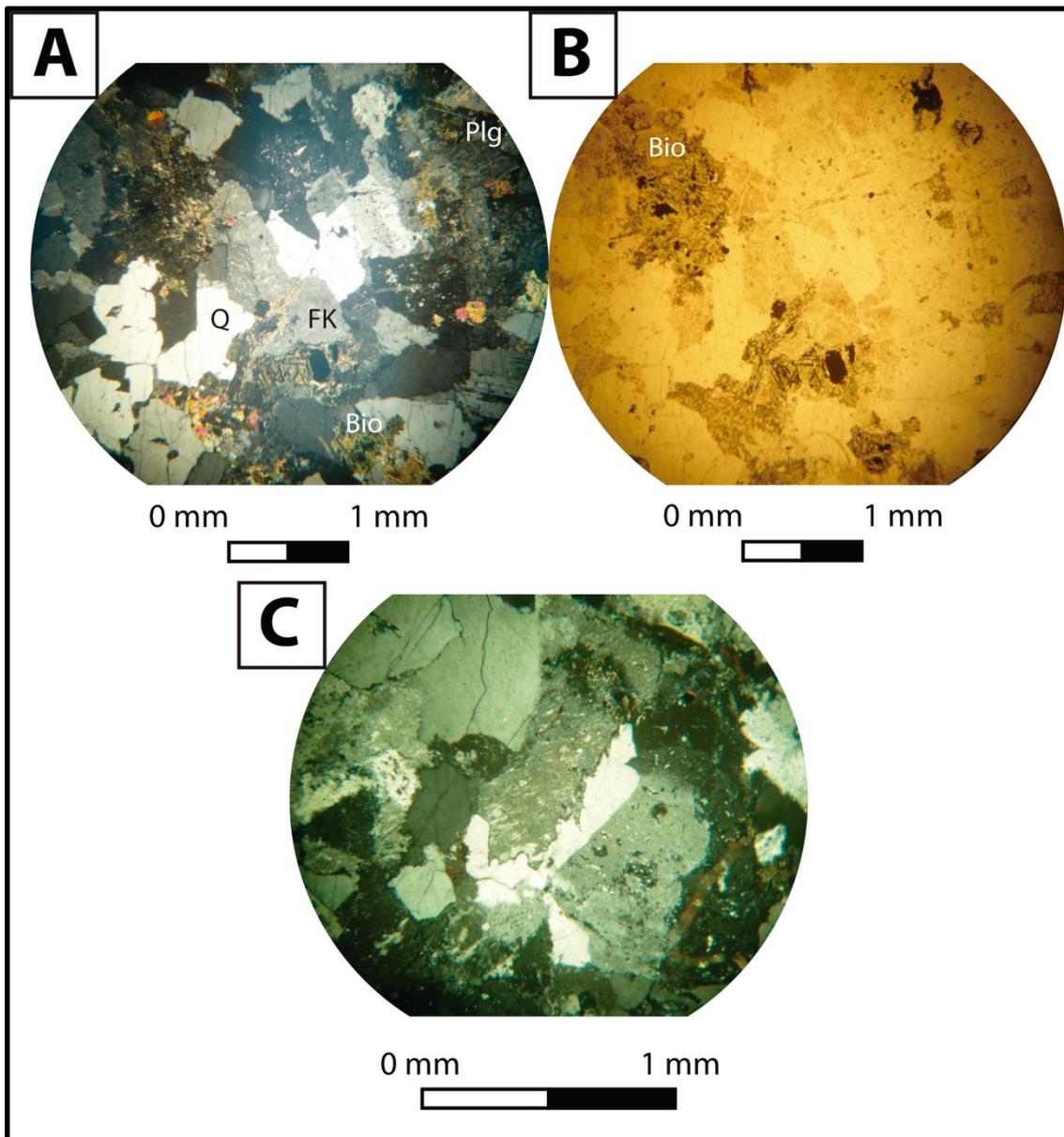


Figura 4.9. Microfotografías de la muestra M 16. **A.** Imagen tomada con aumento 5 X y nicols cruzados. Se distingue una textura granosa media. Los minerales presentes son: cuarzo anhedral, plagioclasa intensamente alterada, biotita cloritizada en alto grado y feldespato potásico perthítico. **B.** Microfotografía tomada con nicols en paralelo en la que se destaca la biotita intensamente alterada. **C.** Imagen de detalle (aumento 10 X) con nicols cruzados del feldespato potásico perthítico (en el centro).

M 25 – Granito extraído de zona de cizalla (41° 09' 58,68'' S; 71° 46' 48,00'' O)

En muestra de mano esta muestra posee color gris claro y textura granosa media a gruesa. Está compuesta en un 60 % por cristales de plagioclasa euhedrales de hasta 7 mm; un 35 % por cristales subhedrales de cuarzo de hasta 4 mm; y un 5 % por biotita euhedral de hasta 2 mm.

Presenta superficies de foliación levemente definidas con cristales dispuestos

subparalelamente a ellas.

Microscópicamente, es una roca plutónica holocristalina de textura granosa fina a media, inequigranular e hipidiomorfa. Está constituida por plagioclasa, cuarzo, feldespato alcalino y biotita.

Los cristales de plagioclasa, subhedrales e inequigranulares, exhiben desde tamaños submilimétricos hasta 4 mm en su dirección de mayor desarrollo. Se encuentran fracturados, zonados y con hábito tabular en la mayoría de los casos. En las fracturas se identifican minerales de alteración tales como sericita y mica blancas.

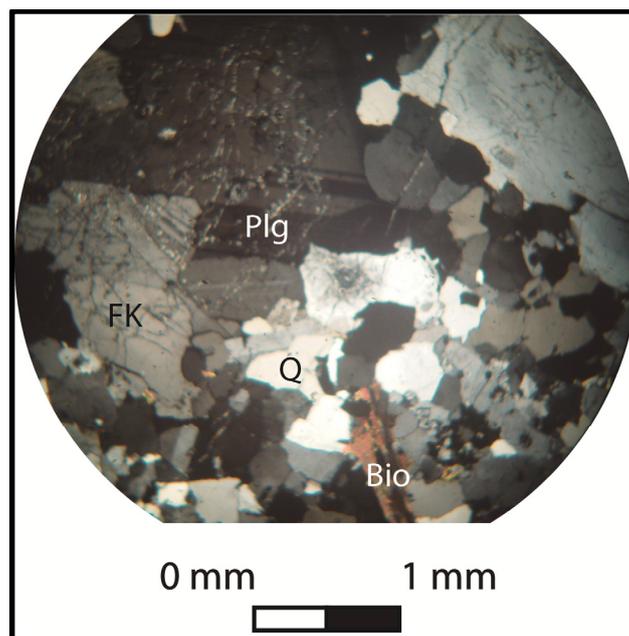


Figura 4.10. Microfotografía de la muestra M 25 tomada con aumento 5 X. Roca de textura granosa formada por cuarzo, plagioclasa fracturada, feldespato potásico y biotita parcialmente cloritizada.

El cuarzo, anhedral e inequigranular, se caracteriza por tener contactos suturados con los cristales circundantes. Desarrolla tamaños desde submilimétricos hasta los 4 mm. Presenta extinción en flash y ondulosa.

Los individuos de feldespato potásico, anhedrales e inequigranulares, son de menor tamaño que los de cuarzo y plagioclasa, llegando a tener 2 mm en su eje de mayor extensión. Están alterados en grado medio a arcillas.

La biotita se presenta euhedral, equigranular, de hasta 1,5 mm. Sus cristales se encuentran parcial y levemente alterados a clorita, con porciones en los que el pleocroísmo varía en tonos castaños, y otros en que lo hace en la gama de los verdes.

La moda mineral de la roca está compuesta en un 40 % de plagioclasa, un 35 % de cuarzo, 22 % de feldespato y un 4 % de biotita. Realizando el recálculo de los porcentajes

relativos de los minerales principales, se obtuvieron los siguientes valores aproximados: 61 % para la plagioclasa, 36 % para el cuarzo y 33 % para el feldespatos. Al ingresar estos valores en la clasificación de la IUGS, la roca se corresponde con un granito del campo 3.

M 08 – Anfibolita (41° 08' 38,76'' S; 71° 48' 32,04'' O)

En muestra de mano es una roca gris verdosa oscura de grano fino formada mayormente por anfíbol y en menor medida por plagioclasa. Su textura principal es diablástica. En ella los cristaloblastos de anfíbol se disponen caóticamente formando un entramado sin orientación preferencial. En porciones menos representativas, presenta textura nematoblástica. No se realizaron observaciones de esta muestra en corte delgado.

4.2 Complejo Volcano-Sedimentario Cordillerano

El Complejo Volcano-Sedimentario Cordillerano está compuesto por un heterogéneo grupo de litologías que aflora al oeste de los 71° 20' de longitud O hasta el límite con Chile. Sus rocas forman parte de las altas cumbres ya que se disponen como parte del techo del Batolito Patagónico a manera de *roof-pendants*, o sobreyaciendo junto con los plutones graníticos al Complejo Colohuincul (Giacosa *et al.*, 2001). La edad determinada para esta unidad es jurásica inferior a media y las litologías que la componen forman un variado conjunto que aúna brechas, lavas e ignimbritas andesíticas a riódacíticas, hornfels, areniscas, conglomerados, pelitas y calizas.

Los autores que primero se refirieron a este complejo son Quensel (1911, en Giacosa *et al.*, 2001) y Ljungner (1931). El primero reconoció un conjunto de volcanitas que denominó Serie Porfírica, mientras que el segundo distinguió una secuencia sedimentaria a la cual llamó Serie Millaqueo y asignó al Liásico. Otros autores que reconocieron rocas de esta unidad fueron: González Bonorino (1944, Serie del Piltriquitrón), Greco (1975, Formación Cerro El Fuerte), Lizuaín (1980, Formación Piltriquitrón) y Diez y Zubia (1981, Grupo Huemul).

La Formación Piltriquitrón fue estudiada en la cuenca liásica de Chubut por Gabaldón y Lizuaín (1982). Éstos realizaron un análisis sedimentológico sobre la secuencia y la dividieron en dos tramos. Para el inferior determinaron un ambiente de sedimentación correspondiente con una llanura mareal fangosa, mientras que para el superior infirieron un ambiente de canales submareales, probablemente distributarios de un sistema deltaico.

Tanto la composición petrológica de sus lavas, similares a las tonalitas y granodioritas del Batolito Patagónico Subcordillerano, como la cercanía en las edades de ambas unidades,

sugieren una relación co-magmática entre plutonitas y volcanitas y una actividad eruptiva similar. Con relación a la edad de este complejo volcano-sedimentario, gracias a que se encuentra intruido por granitoides de 130 ± 10 Ma en el cerro Piltriquitrón, a dataciones publicadas por González Díaz y Lizuaín (1984) que oscilan entre los 120 y 155 Ma (sobre las edades más jóvenes se interpretaron efectos térmicos) y a las edades de fósiles hallados en el cerro Piltriquitrón y en la sierra Chata (Lizuaín, 1980; González Bonorino, 1981; González Díaz y Lizuaín, 1984), se lo asignó al Jurásico inferior a medio.

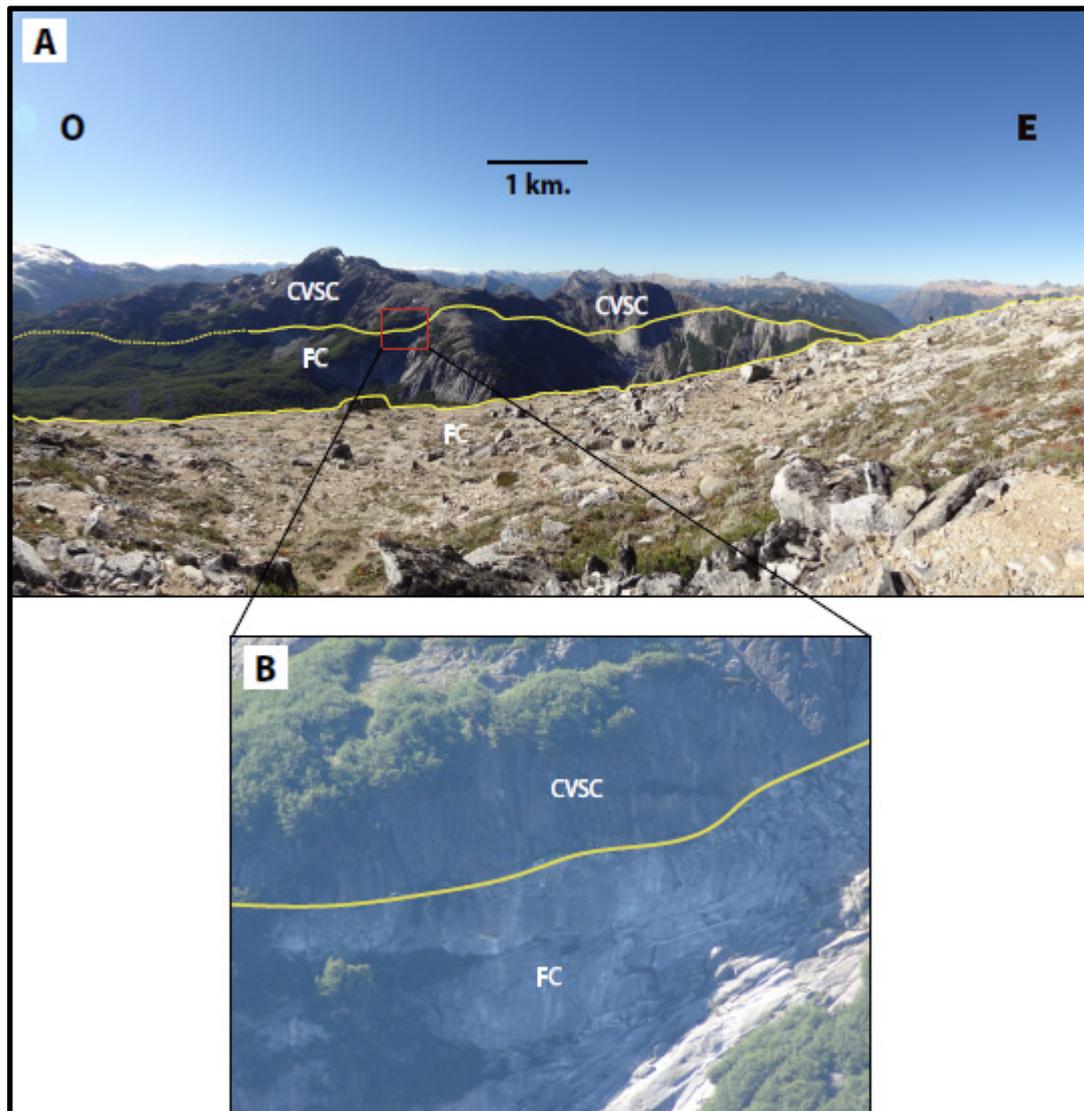


Figura 4.11.A. Contacto neto entre el Complejo Volcano-Sedimentario Cordillerano y la Formación Coluco en la ladera sur del cerro Constitución. Imagen regional tomada desde el cerro Mar de Piedras hacia el norte. **B.** Acercamiento del contacto delineado en la imagen A con un rectángulo rojo. FC: Formación Coluco. CVSC: Complejo Volcánico-Sedimentario Cordillerano.

En la zona de estudio de este trabajo el Complejo Volcano-Sedimentario Cordillerano aflora en la cumbre del cerro Constitución y se extiende hacia el NE del mapa. Sus rocas se disponen subhorizontalmente, sobreyacen en inconformidad al Complejo Colohuincul y

están intruidas por los granitoides de la Formación Coluco (figura 4.11.A). Su contacto con las metamorfitas se distinguió en la ladera occidental del cerro Constitución y se caracteriza por ser neto. Por su parte, el contacto con la Formación Coluco es neto, subhorizontal e intrusivo, y se localiza en la ladera austral del cerro Constitución (figura 4.11.B).

Las rocas que componen esta unidad en la cumbre del cerro Constitución son andesitas con aspecto masivo, color gris oscuro y se encuentran afectadas por una alteración propilítica pervasiva que les otorga un color verde. Texturalmente son porfíricas y están compuestas por un 30 % de fenocristales de plagioclasa (intensamente alterados a sericita) y anfíbol (cloritizado) que no superan los 2 mm en su dirección de mayor desarrollo cristalino, y por un 70 % de pasta intergranular intensamente alterada constituida por plagioclasa y minerales opacos. En ella se observan intercrecimientos intersticiales de muy fino tamaño de grano de feldespato potásico y cuarzo (véase muestra M22).

4.2.1 Descripciones petrográficas

M 22 – Andesita (41° 08' 41,92" S; 71° 46' 27,84" O)

Al realizar observaciones en la muestra de mano, se puede destacar que la roca posee color gris oscuro y textura afanítica. Presenta una costra de alteración de color verde claro.

Microscópicamente es una roca volcánica holocristalina de textura porfírica. Se encuentra constituida por fenocristales de plagioclasa y anfíbol y por pasta de textura intergranular. Los fenocristales poseen tamaños mayores a los 0,2 mm y ocupan el 30% de la roca. La pasta se encuentra intensamente alterada y abarca el 70 % restante.

La plagioclasa representa el 90 % de los fenocristales. Se exhibe en forma de individuos euhedrales, típicamente de hábito tabular y de hasta 2 mm en su eje mayor. Se encuentran intensamente alterados a sericita. Presentan macla polisintética y en cruz.

Los individuos cristalinos de anfíbol (el 10 % restante de la fracción de los fenocristales) son menores al milímetro, poseen pleocroísmo que varía en tonalidades verde suaves y presentan macla de dos individuos. Se encuentran alterados a clorita, la cual aporta el color verde suave a estos fenocristales y su hábito fibroso.

La pasta está compuesta por un 90 % de microlitos de plagioclasa y un 10 % de minerales opacos de hasta 0,1 mm. Se encuentra intensamente alterada a cristales menores a los 0,1 mm, de hábito fibroso y arreglo irregular, color verde suave y leve pleocroísmo dentro de tonalidades verde suaves también; y a filosilicatos de color castaño con débil y en ocasiones nulo pleocroísmo. También es posible observar intercrecimientos de cuarzo y feldespato potásico intersticial de muy fino tamaño de grano.

La moda total de la roca está compuesta por un 90 % de plagioclasa, un 7 % de minerales opacos y un 3 % de anfíbol.

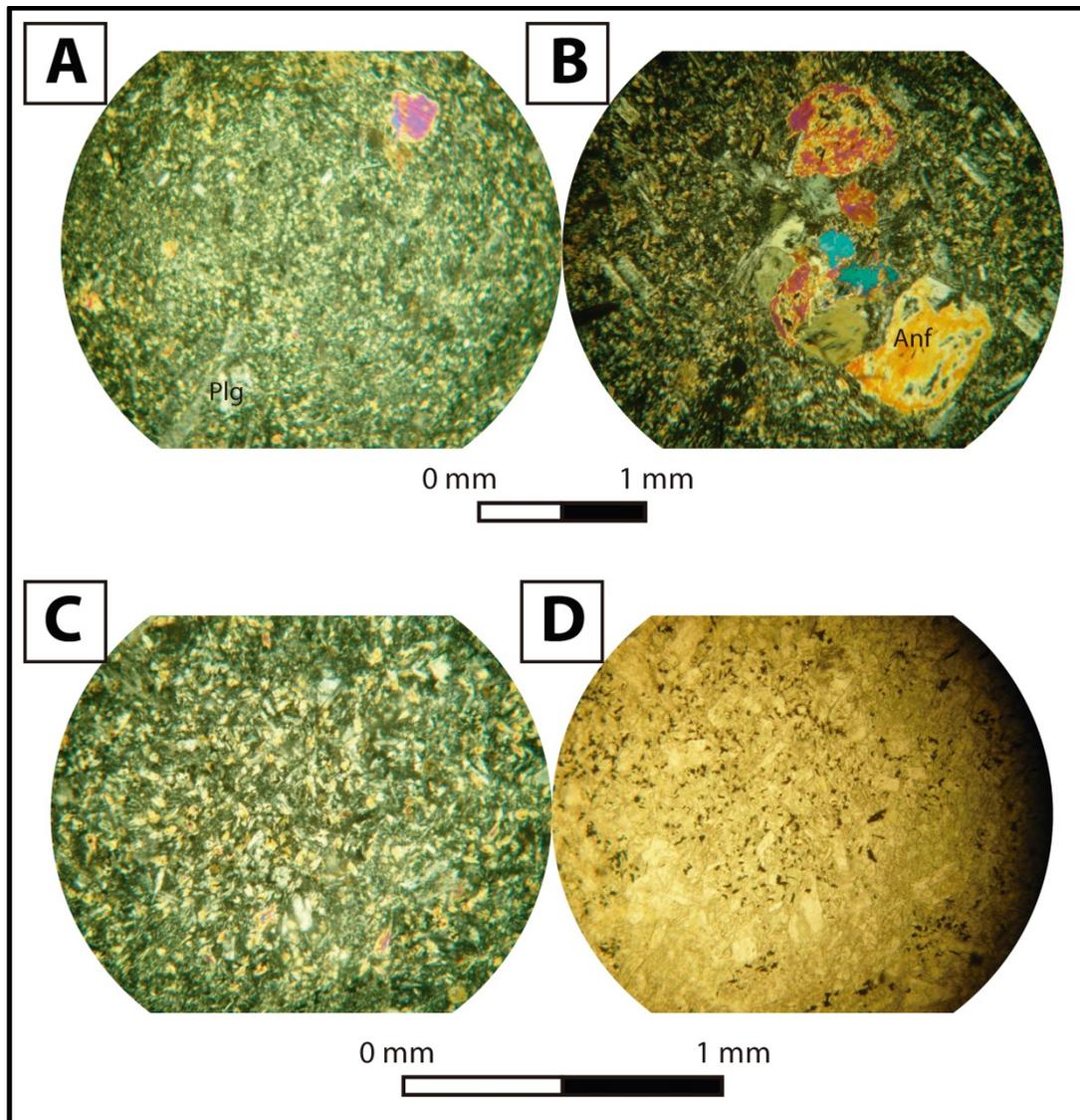


Figura 4.12. Microfotografías de la muestra M 22, roca volcánica de texturas porfírica a glomeroporfírica. **A.** Imagen tomada con aumento 5 X y nicols cruzados. **B.** Microfotografía tomada con nicols paralelos y aumento 5 X. Los fenocristales son de plagioclasa y anfíbol. Estos últimos poseen un marcado hábito fibroso. **C.** Imagen tomada con nicols paralelos y aumento 10 X. La matriz, de textura intergranular, está constituida por microlitos de plagioclasa y minerales opacos. Se encuentra intensamente alterada a cristales de hábito fibroso y arreglo irregular, color verde suave y a filosilicatos de color castaño con débil. Es destacable la presencia de intercrecimientos de cuarzo y feldespato potásico intersticial de muy fino tamaño de grano.

Según la clasificación establecida por la IUGS, la roca se corresponde con el campo 10 del diagrama QAPF, es decir, el perteneciente a andesita/basalto (la plagioclasa constituye el 100 % de los minerales principales). Dentro de este campo, forma parte del grupo de las andesitas, debido a la composición de la plagioclasa (Andesina), el anfíbol

como principal mineral máfico y el índice de color de 10 %.

4.3 Batolito Patagónico Norte

El Batolito Patagónico constituye el eje central de los Andes Patagónicos, los cuales se extienden entre los 39° y los 56° de latitud S. Lo componen extensos cuerpos ígneos intrusivos que representan el núcleo del arco magmático asociado al proceso de subducción pacífico. Con respecto a los niveles de exposición, ésta es más continua en el sector sur, en la Provincia de Santa Cruz, debido a que esta zona sufrió mayor denudación. Hacia el norte los afloramientos presentan una menor continuidad, y en la Provincia de Neuquén, el extremo septentrional del batolito está compuesto por exposiciones aisladas.

Según González Díaz (1982), los intrusivos de los Andes Patagónicos pertenecen a tres zonas cronológicas: la “zona de granitoides de incierta edad precámbrica-paleozoica”, la “Zona de granitoides cretácicos” y la “zona de granitoides terciarios”. Estos grupos fueron definidos a partir de una recopilación de las dataciones radiométricas disponibles hasta el momento, realizadas utilizando los métodos K-Ar y Rb-Sr (tabla 2). Las tres zonas confirman fajas alargadas en sentido norte-sur. Los intrusivos más recientes, de edades miocenas, constituyen un núcleo alargado también en dirección norte-sur y se ubican en la zona cercana al límite internacional con Chile.

Una posterior recopilación de las edades isotópicas K-Ar del Mesozoico y del Cenozoico del Batolito Patagónico entre los 39° y los 42°15' S realizada por Rapela *et al.* (1987), permitió definir cinco grupos de rocas con edades diferentes. Una de las agrupaciones se corresponde con edades jurásicas, dos con edades cretácicas, y las dos restantes con edades paleógenas y neógenas. Posteriormente Gordon y Ort (1993) distinguieron el Batolito Patagónico Subcordillerano del Batolito Patagónico Cordillerano. Éste último lo designaron a los plutones mesozoicos de edad cretácica y presenta afloramientos al oeste de la ex-ruta nacional 258 (actualmente ruta nacional 40; figura 1.1), que une las localidades de San Carlos de Bariloche y El Bolsón (Giacosa *et al.*, 2001). Estos granitoides mesozoicos formarían parte, junto con los cenozoicos, del Batolito Patagónico Norte.

En el año 2011, Castro *et al.* realizaron una serie de estudios petrológicos, geocronológicos y estructurales en las rocas del Batolito Cordillerano en la zona de Bariloche. Estos autores propusieron que la totalidad de las rocas batolíticas mesozoicas del área en cuestión se formaron a partir de un proceso de “filtración” magmática en el que, en un extenso lapso de 20 Ma durante el Jurásico medio, se produjo el amalgamamiento de pulsos magmáticos discretos, con fraccionamiento a profundidades someras. Estas intrusiones habrían sido generadas a través de una profunda zona de cizalla de rumbo N-S

sinistral de gran escala, en el marco del proceso subductivo de la placa de Fénix por debajo de la Sudamericana.

Los cuerpos plutónicos aflorantes en la zona del presente estudio pertenecen a la “zona de granitoides terciarios” de González Díaz (1982) que se expone particularmente entre el lago Gallardo y el Brazo de la Tristeza del lago Nahuel Huapi. Otros afloramientos se localizan en el cerro Catedral, el “alto río Villegas”, y asomos aislados en la zona de San Carlos de Bariloche. Su existencia en el área cordillerana y extensión se registra gracias a los trabajos de Ljungner (1931), Feruglio (1941), Nordenskjöld (en González Bonorino, 1944), Greco (1975), Toubes y Spikermann (1973), González Díaz (1982), González Díaz y Valvano (1978), Diez y Zubia (1981), Lizuaín (1979, 1980), Rapela *et al.* (1987) y Giacosa *et al.* (2001). Fueron agrupados bajo el nombre Formación Coluco (González Díaz, 1978), la cual se distingue de los granitoides cretácicos de la Formación Los Machis debido a diferencias petrográficas y en los valores del análisis K-Ar. Posteriormente se comprobó su edad gracias a la relación intrusiva con las volcanitas eocenas de la Formación Ventana y del Grupo Nahuel Huapi. Son cuerpos de reducido desarrollo (*necks* y pequeños *stocks*), diferentes a los de dimensiones batolíticas del resto de los cuerpos plutónicos mesozoicos. En cuanto a su caracterización petrográfica, predominan las granodioritas con presencia de abundante biotita y en menor proporción, muscovita. Dominan las facies texturales porfíricas. Genéticamente se encuentran vinculados con numerosos diques de tonos grisáceos y composición mayormente granítica, los cuales poseen texturas que varían entre aplítica y porfírica. Sus rocas de caja no evidencian influencias de intrusión.

Autor	Método	Edad (Ma)	Litología	Zona
Rapela <i>et al.</i> (1987)	K-Ar	8,1 ± 0,4	Granitoide (roca total)	Sector Norte Brazo de la Tristeza
Rapela <i>et al.</i> (1987)	K-Ar	8,1 ± 0,4	Granitoide (roca total)	Sector Sur Brazo de la Tristeza
Rapela <i>et al.</i> (1987)	K-Ar	9,0 ± 0,5	Granitoide (roca total)	Hoyada del Cerro López
Rapela <i>et al.</i> (1987)	K-Ar	10,0 ± 0,5	Granitoide (roca total)	Cumbre Cerro Catedral
Aragón <i>et al.</i> (2011a)	U-Pb SCHRIMP	12,4 ± 0,3	Granodiorita	Paso Puyehue
González Díaz (1982)	K-Ar	15 ± 2	Granitoide	Sur del Cerro Tronador
Aragón <i>et al.</i> (2011a)	U-Pb SCHRIMP	18 ± 1	Gabro	Paso Puyehue

González Díaz y Valvano (1979)	K-Ar	24 ± 10	Granitoide	Sur del Cerro Tronador
González Díaz (1982)	K-Ar	51 ± 10	Granitoide	Cerro El Fuerte
González Díaz (1982)	K-Ar	53 ± 5	Granitoide	Lago Martín
González Díaz y Valvano (1979)	Rb-Sr	93 ± 10	Granitoide	Lago Perito Moreno
González Díaz y Valvano (1979)	K-Ar	71 ± 1	Granitoide	Sur del Cerro Tronador
González Díaz (1982)	K-Ar	79 ± 9	Granitoide	Sur del Cerro Tronador
Toubes y Spikermann (1973)	K-Ar	102 ± 10	Granodiorita (anfíbol)	Sur del Cerro Tronador
Toubes y Spikermann (1973)	K-Ar	102 ± 5	Granito (roca total)	Río Villegas
González Díaz y Valvano (1979)	K-Ar	113 ± 2	Granitoide	Sur del Cerro Tronador
González Díaz (1982)	K-Ar	103 ± 5	Granitoide	Lago Steffen
González Díaz (1982)	K-Ar	100 ± 5	Granitoide	Lago Escondido
Rapela <i>et al.</i> (1987)	K-Ar	111 ± 4	Granitoide (biotita)	Lago Villarino
Toubes y Spikermann (1973)	K-Ar	112 ± 5	Tonalita (anfíbol)	Lago Moreno
Toubes y Spikermann (1973)	K-Ar	113 ± 7	Tonalita (biotita)	Cerro Catedral
Rapela <i>et al.</i> (1987)	K-Ar	122 ± 3	Granitoide (biotita)	Lago Moreno Este
Rapela <i>et al.</i> (1987)	K-Ar	123 ± 3	Granitoide (biotita)	Sector Sur Brazo Huemul (L. Nahuel Huapi)
González Díaz (1982)	K-Ar	124 ± 5	Granitoide	Veranadas de Tillería
González Díaz (1982)	K-Ar	123 ± 5	Granitoide	Arroyo Motoco
Toubes y Spikermann (1973)	K-Ar	127 ± 10	Diorita (anfíbol)	Lago Mascardi
Toubes y Spikermann (1973)	K-Ar	131 ± 10	Tonalita (anfíbol)	Lago Moreno
Basei <i>et al.</i> (1999)	K-Ar	140 ± 6	Granodiorita (biotita)	Lago Gutiérrez
González Díaz (1982)	K-Ar	150 ± 10	Granitoide	Cerro Negro
González Díaz (1982)	K-Ar	172 ± 10	Granitoide	Cerro Coihue

Castro <i>et al.</i> (2011)	U-Pb	154,0 ± 1,8	Diorita (circón)	Río Manso
Castro <i>et al.</i> (2011)	U-Pb	172,5 ± 3,1	Diorita (circón)	Lago Mascardi - volcán Tronador
Castro <i>et al.</i> (2011)	U-Pb	171 ± 5	Diorita cuarzosa (circón)	Río Manso
Castro <i>et al.</i> (2011)	U-Pb	167,7 ± 2,2	Granodiorita - tonalita (circón)	Lago Steffen
Castro <i>et al.</i> (2011)	U-Pb	149,0 ± 1,9	Granodiorita - tonalita (circón)	Río Manso
Castro <i>et al.</i> (2011)	U-Pb	171,6 ± 2,6	Granito (circón)	Lago Steffen
Castro <i>et al.</i> (2011)	U-Pb	168,9 ± 2,3	Granito (circón)	Río Manso
Castro <i>et al.</i> (2011)	U-Pb	171 ± 3	Granito (circón)	Lago Mascardi - volcán Tronador
Castro <i>et al.</i> (2011)	U-Pb	156,8 ± 2,5	Granito (circón)	Lago Mascardi - volcán Tronador
Castro <i>et al.</i> (2011)	U-Pb	163,5 ± 2,7	Granito (circón)	Lago Moreno
Castro <i>et al.</i> (2011)	U-Pb	173 ± 3	Granito (circón)	Villa Traful - Angostura

Tabla 2. Recopilación de las dataciones publicadas hasta el momento para las rocas del Batolito Patagónico Cordillerano entre los 40° and 44° S.

Las exposiciones de la Formación Coluco forman cuerpos de relieve positivo que se destacan como asomos, en muchos casos con aspectos aborregados debido a acción glaciaria cuaternaria. Esta unidad aflora en los sectores sudoeste y sudeste del área estudiada en este trabajo (figura 4.1). Debido a la densa vegetación de la región, una gran parte de sus contactos y extensión mapeados fueron definidos utilizando imágenes satelitales, partiendo de la base de los contactos expuestos observados en el campo. Al sudoeste, se encuentra aflorando al sur del Paso de las Nubes, extendiéndose hasta la laguna del Alerce, mientras que en la zona sudoriental, se localiza al sudeste del cerro Constitución, conformando el cerro de Mar de Piedras y las rocas que afloran en la el mirador llamado Mirada del Doctor. Sus contactos son de tipo intrusivo con los complejos Colohuincul y el Volcano-Sedimentario Cordillerano, y de inconformidad con el Complejo Tronador, que yace por encima (figura 4.15). Los contactos intrusivos con las metamorfitas paleozoicas son planares, aprovechando en muchos casos los planos de foliación y se encuentran mayormente cubiertos por la densa vegetación de la zona. Los contactos con el Complejo Volcano-Sedimentario Cordillerano también son netos intrusivos y pueden observarse en la ladera sur del cerro Constitución (figura 4.11).

Esta formación está representada por granitos y granodioritas (véase muestras FB-16 y FB-04). Los granitos se localizan al sudoeste del mapa, poseen textura granosa media a gruesa y están compuestos en orden de abundancia por plagioclasa (subhedral, zonada, alterada a sericita y epidoto, con numerosas inclusiones), cuarzo, feldespato potásico (euhedral con desarrollo de pertitas), biotita (parcialmente cloritizada), minerales opacos y apatita. Las granodioritas afloran en el sector sudoriental, poseen textura granosa con tamaño de grano variable también, entre medio a grueso, y se encuentran constituidas por plagioclasa (intensamente alterada a sericita y a carbonatos, zonada en algunos casos), cuarzo (con extinción de ondulosa a en mortero), feldespato potásico (con destacables pertitas, en algunos casos presentándose como microclino), biotita (intensamente cloritizada) y muscovita.

4.3.1 Descripciones petrográficas

FB 16 – Granodiorita (41° 09' 34,92" S; 71° 48' 31,68" O)

Esta muestra microscópicamente puede describirse como una roca plutónica holocristalina de textura granosa media, hipidiomorfa a alotriomorfa y equigranular.

Está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y muscovita.

La plagioclasa se presenta hipidiomorfa a euhedral, con hábito tabular, con tamaños desde 1 a 4,5 mm aproximadamente y con su macla polisintética característica. Todos los cristales se encuentran intensamente alterados a sericita y a carbonatos y, en menor grado, a epidoto. En muchos casos los individuos de plagioclasa se destacan por poseer zonación y estar alterados en su núcleo.

Los cristales de cuarzo son anhedrales, equigranulares y se extienden en tamaño de 1 a 2,5 mm. Presentan extinción ondulosa, fragmentosa y en mortero.

El feldespato potásico está representado por cristales anhedrales, equigranulares, de tamaños entre 1 y 3 mm alterados a arcillas. Se observan individuos de microclino con su típica macla en enrejado un tanto difusa. Es destacable la presencia de pertitas con formas alargadas, extendiéndose hasta 0,8 mm.

Los cristales de biotita se presentan subhedrales, con hábito laminar, entendiéndose hasta los 2 mm en su dirección de máxima extensión y considerablemente alterados a clorita (con un pleocroísmo que varía desde verde claro a verde oscuro). La clorita se encuentra representada por cristales bien desarrollados, alargados, de hábito laminar y birrefringencia anómala.

La muscovita se observa subhedral y con tamaños de hasta 0,7 mm.

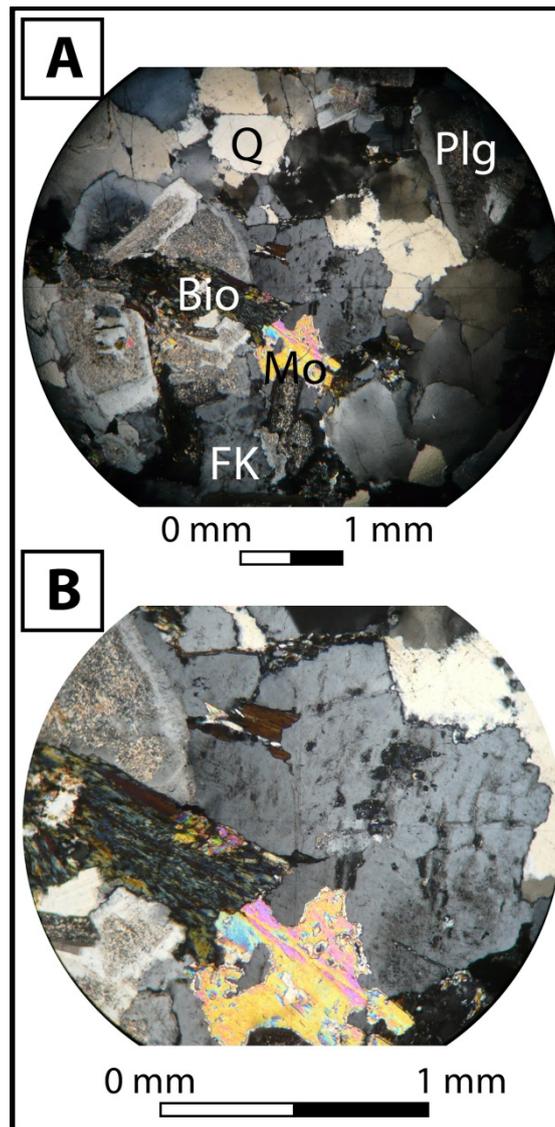


Figura 4.13. Microfotografía con nicules cruzados de la muestra FB 16. **A.** Tomada con aumento 4 X. **B.** Imagen de detalle tomada con aumento 10 X. En ella se observan cristales de muscovita (hacia la porción inferior de la imagen), de feldespato potásico con pertitas (centro), de biotita intensamente cloritizados (hacia la izquierda), de cuarzo (parte derecha) y de plagioclasa alterados a sericita en su núcleo.

La moda mineral de la roca está compuesta por: 50 % de plagioclasa, 25 % de cuarzo, 18 % de feldespato potásico, 4 % de biotita y 3 % de muscovita. Al recalcular los porcentajes relativos de los minerales principales, se obtuvo que la plagioclasa está representada por el 73,5 %, el cuarzo por el 26,9 % y el feldespato por el 26,5 %. Al ingresar estos valores en el diagrama QAPF determinado por la IUGS (Teruggi, 1980), se obtuvo la clasificación de granodiorita para esta muestra (campo 4).

FB 4 – Granito (41° 10' 15,60" S; 71° 44' 12,48" O)

En cuanto a su descripción al microscopio, esta roca es plutónica holocristalina, está

caracterizada por una textura granosa media, es hipidiomorfa a alotrimorfa y equigranular. Está compuesta por cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa, biotita, minerales opacos y apatita en forma de inclusiones en cuarzo.

La plagioclasa, subhedral, inequigranular, de hasta 2,5 mm en su dirección de máxima extensión, se presenta zonada y alterada a sericita, epidoto y a carbonato en menor grado. Posee inclusiones cuya naturaleza no pudo determinarse.

El cuarzo se presenta euhedral, con extinción en flash y ondulosa, equigranular, y de hasta 2 mm.

Los cristales de feldespato potásico son anhedrales, equigranulares, se extienden hasta los 2 mm y presentan exsoluciones perfiticas. Están alterados en bajo grado a arcillas.

Los individuos de biotita son equigranulares, de hasta 1 mm en su dirección de mayor extensión y están parcialmente cloritizados (guardan parte de su pleocroísmo de color castaño). La clorita presenta hábito radial, pleocroísmo en tonos de verde y birrefringencia anómala.

Con respecto a los porcentajes relativos de los minerales primarios, la plagioclasa posee el 40 %, el cuarzo el 30 %, el feldespato el 25 %, la biotita el 5 % y los minerales opacos, el 1 % (la cantidad de apatita es despreciable). Al recalcular los porcentajes de minerales principales para ingresarlos en el diagrama QAPF, la plagioclasa está representada por el 61,5 %, el cuarzo por el 31,6 % y el feldespato por 38,5 %. La roca es un granito del campo 3 según la clasificación de la IUGS.

M 27 – Granito con xenolitos máficos (41° 10' 16,68" S; 71° 46' 11,28" O)

Macroscópicamente es una muestra de color blanco, textura granosa media inequigranular (en partes es fina) y está compuesta por un 78% de cristales euhedrales de plagioclasa de hábito tabular y color blanco de hasta 3 mm; un 20% de cristales anhedrales de cuarzo de hasta 4mm, y un 2% de cristales máficos menores a 0,5 mm.

Se observan xenolitos máficos intensamente alterados. Aparentemente se corresponden con una roca volcánica de color gris oscuro, con fenocristales euhedrales máficos verde oscuros aciculares de hasta 3 mm, otros leucocráticos de hábito tabular y cristales de biotita. La pasta es afanítica y de color gris.

Al analizarla al microscopio, se distingue una roca plutónica holocristalina de textura granosa alotrimorfa inequigranular, con sectores de grano muy fino, fino y medio. Está compuesta por plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, biotita y minerales opacos.

Los individuos de plagioclasa se presentan de subhedrales a euhedrales, inequigranulares, zonados y de hasta 2 mm en su dirección de mayor extensión.

El feldespato potásico, anhedral e inequigranular, se encuentra alterado levemente a arcillas.

Los cristales de cuarzo, anhedrales e inequigranulares, se caracterizan por su extinción en flash a ondulosa y por sus contactos suturados con las especies colindantes. Se encuentran formando cúmulos de hasta 6 mm en algunos sectores.

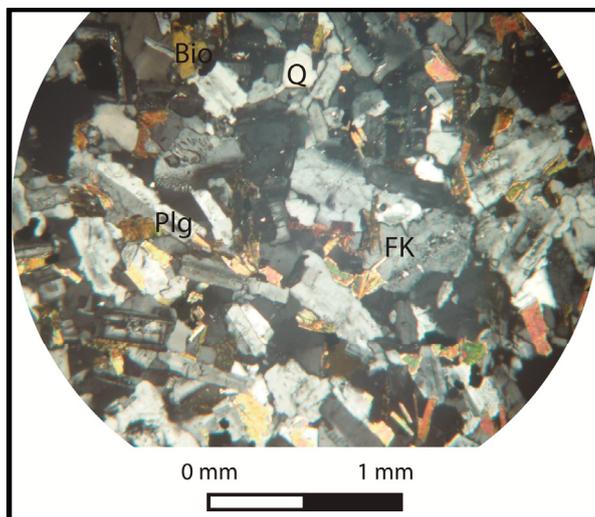


Figura 4.14. Microfotografía con nicoles cruzados de la muestra M 27 tomada con aumento 10X. Se observa un sector con textura granosa fina compuesto por cristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico con mirmequitas, biotita y minerales opacos (los de menor tamaño, menores a 0,1 mm).

Todos los minerales descriptos, junto con la biotita, se disponen formando textura granosa de diferentes tamaños de grano, como ya ha sido destacado inicialmente. Esta variación se extiende desde tamaño de grano muy fino a medio y se da neta y progresivamente en diferentes sectores de la muestra.

La biotita se halla euهدral, alterada en bajo grado a clorita, con hábito laminar y de hasta 3 mm.

Se pueden observar mirmequitas, es decir, pequeñas exsoluciones de cuarzo con formas alargadas y circulares, submilimétricas (0,05 – 0,1 mm), en cristales de plagioclasa extendiéndose a individuos de feldespato potásico.

Con respecto a los porcentajes relativos de los minerales primarios, la plagioclasa ocupa el 30 % del total de la muestra, el feldespato el 30 %, el cuarzo el 25 %, la biotita el 13 % y los minerales opacos, el 2 %. Al recalcular los porcentajes de minerales principales para definir la roca según la clasificación establecida por la IUGS, la plagioclasa está representada por el 50 %, el cuarzo por el 29,4 % y el feldespato por 50 %. La roca se encuentra en el campo 3 de los granitos.

M 23 – Granitoide (41° 09' 36,00'' S; 71° 48' 33,12'' O)

Al observar la roca macroscópicamente, esta muestra posee color gris castaño claro y textura granosa media. Está compuesta por un 55% de cristales de cuarzo euhedrales de hasta 2 mm, un 35% de cristales de plagioclasa subhedrales con dimensiones de hasta 4 mm y un 10% de cristales verde oscuros de biotita euhedrales de hasta 4mm. No se realizaron observaciones de esta muestra en corte delgado.

M 26 – Granitoide alterado (41° 10' 12,00'' S; 71° 46' 10,56'' O)

Macroscópicamente, es una roca de color gris claro con tonalidad blanco parduzca. Está alterada en grado medio, considerablemente más que el resto de los granitoides. Posee textura granosa fina a media. Está compuesta por un 70% de cristales subhedrales de plagioclasa de hasta 2 mm, por un 25% de cristales de cuarzo de hasta 1 mm y un 5% de cristales máficos de hasta 2 mm altamente alterados. No se realizaron observaciones de esta muestra en corte delgado.

4.4 Grupo Volcánico Tronador

El volcán Tronador y sus depósitos relacionados fueron objeto de estudio de numerosos investigadores desde el siglo XIX hasta la actualidad. En el siglo XIX científicos como Cox, Fischer, Steffen y Wehrli realizaron observaciones y descripciones de la región y del volcán Tronador junto con las rocas que lo componen (véase Mella, 2003). En la década del '30 Ljungner realizó un estudio de la Cordillera Patagónica introduciendo el término "Serie Tronador" para nombrar las rocas conformantes del volcán homónimo y describiendo las litologías aflorante en la zona (Ljungner, 1931). Unos años después, Claussen y Larsson realizaron estudios sobre el volcán Tronador (Larsson, 1941). Las coladas inferiores de la Formación Tronador rellenan valles preexistentes que fueron interpretados desde los primeros trabajos como valles de origen glaciar, en base a su tamaño, relaciones geomorfológicas, el hallazgo de superficies estriadas y pulidas debajo de las coladas, y la presencia de clastos estriados y pulidos en depósitos intercalados en la base de la unidad (Willis, 1914; Ljungner, 1931; Larsson, 1941; Rabassa *et al.*, 1986).

En el año 1964 Aguirre y Levi denominaron al conjunto de lavas y depósitos piroclásticos de la región "Serie Efusiva Máfica", nombre dentro del cual incluyeron al volcán Tronador como volcanismo pre-glaciar. Aproximadamente diez años después, Dessanti (1972) otorgó a la "Serie Tronador" la denominación formal de Formación Tronador, definiéndola geológicamente y asignándole una edad pleistocena inferior. Posteriormente Greco (1975) caracterizó a la Formación Tronador como basaltos mayormente olivínicos,

interestratificados con tobas y aglomerados volcánicos pre-pleistocenos. Posteriormente, González Bonorino (1979) asignó la Formación Tronador al Mioceno, y la correlacionó con la Formación Collón Curá (Roth, 1899) y con la “Serie Efusiva Máfica” de Aguirre y Levi (1964), debido al elevado nivel de erosión que presentaba.

Rabassa *et al.* (1986) comunicaron una datación de la base del volcán Tronador mediante el método K-Ar, la cual arrojó un valor de $3,2 \pm 2,0$ Ma. En la hoja geológica de la zona de San Carlos de Bariloche, Giacosa *et al.* (2001) asignaron a la Formación Tronador una extensión definida desde pequeños afloramientos en la zona del brazo Puerto Blest hasta el cerro Volcánico al sur. En el año 2001, Lara *et al.* otorgaron al volcanismo del Tronador edades plio-pleistocenas y lo ubicaron dentro de la Zona Volcánica Sur de la Cordillera de los Andes.

Los estudios más completos y recientes de la unidad fueron realizados por Mella *et al.* (2005), quienes definieron el Grupo Volcánico Tronador. Está compuesto por intercalaciones de rocas volcánicas básicas, depósitos gravitacionales y piroclásticos, y se encuentra constituido (desde las unidades más antiguas a las más jóvenes) por el Complejo Volcánico Steffen, la unidad Garganta del Diablo (de edad menor a 1,3 Ma), el Complejo Volcánico Tronador (el cual a su vez, está subdividido en tres subunidades) y por el cono monogenético Fonck (también conocido como cerro Volcánico). El Complejo Volcánico Steffen y la unidad Garganta del Diablo se originaron en el Pleistoceno inferior y fueron intensamente erosionados desde entonces. El Complejo Volcánico Tronador es de edad pleistocena media, encontrándose acotado entre 1 Ma y 300 ka. Su actividad finalizó antes de los dos ciclos glaciares más recientes reconocidos en esta región de los Andes, que ocurrieron entre 262-132 y 70-14 ka (Clapperton, 1993). Las unidades que lo conforman se denominan Tronador I, II y III. Esta nomenclatura y las dataciones (tabla 3) de las unidades fueron definidas y realizadas por Mella *et al.* (2005). Las edades a las que se arribó permitieron determinar la historia evolutiva del Grupo Volcánico Tronador y, por lo tanto, del arco volcánico cuaternario. Según Mella *et al.* (2005), la actividad de este grupo puede correlacionarse con la de numerosos afloramientos volcánicos ubicados más al oeste (tales como la secuencia volcánica Hueñuhueñu, los Estratos Chapuco, el volcán La Picada, los Estratos Reloncaví). Es por ello que infiere que durante el Pleistoceno inferior a medio, el arco volcánico habría sido más ancho que el actual a la latitud de este estudio.

Autor	Método	Edad (Ma)	Unidad y litología	Zona
Rabassa <i>et al.</i> (1986)	K-Ar	$3,2 \pm 2,0$	Unidad Garganta del Diablo (volcanita)	Base del vn. Tronador
Rabassa <i>et al.</i> (1986)	K-Ar?	$0,18 \pm 0,18$	Formación Tronador o área del cerro Volcánico	Ladera sur del vn. Tronador

Rabassa <i>et al.</i> (1986)	K-Ar?	0,34 ± 0,2	Formación Tronador o área del cerro Volcánico	Ladera sur del vn. Tronador
Mella <i>et al.</i> (2005)	K-Ar en roca total	1,3 ± 0,3 Ma	Unidad Garganta del Diablo (dacita)	Qda. Garganta del Diablo (S del vn. Tronador)
Mella <i>et al.</i> (2005)	K-Ar en roca total	< 1 Ma	Unidad Tronador I (basalto)	Qda. Garganta del Diablo (S del vn. Tronador)
Mella <i>et al.</i> (2005)	Ar-Ar	0,53 ± 0,11 Ma	Basaltos Río Blanco, Tronador II (basalto)	Sector oeste del volcán Tronador
Mella <i>et al.</i> (2005)	Ar-Ar	0,47 ± 0,04 Ma	Estratos La Veranada (basalto)	La Veranada
Mella <i>et al.</i> (2005)	Ar-Ar	0,36 ± 0,05 Ma	Estratos Meiling (traquiandesita)	Sector este del volcán Tronador
Mella <i>et al.</i> (2005)	Ar-Ar	0,34 ± 0,04 Ma	Estratos Refugio Viejo (traquiandesita)	Sector este del volcán Tronador

Tabla 3. Recopilación de las dataciones más recientes publicadas hasta el momento para las rocas del Grupo Volcánico Tronador. Todas ellas pertenecen a los alrededores del volcán Tronador. Vn.:volcán.

En este trabajo se ha estudiado la ladera oriental del volcán Tronador, en la cual afloran únicamente la unidades Tronador I y Tronador III.

4.4.1 Complejo Volcánico Steffen (Plioceno?-Pleistoceno Inferior)

Este complejo se encuentra localizado 4 km al sur del Complejo Volcánico Tronador, en el paso Vuriloche, en la frontera entre Argentina y Chile. Está caracterizado por presentarse en forma de cuellos volcánicos (*necks*) y lavas subhorizontales. Se compone de dos unidades denominadas Steffen y Los Cauquenes. La unidad Steffen (Plioceno?-Pleistoceno inferior) es la de mayor extensión de ambas y está compuesta por basaltos olivínicos subhorizontales a horizontales (<8°), con estructuras de enfriamiento columnar y columnar radial (Mella *et al.*, 2005). Su edad se infiere relativamente al Complejo Volcánico Tronador. Debido a que esta unidad se presenta erosionada en un mayor grado, se considera que es más antigua, con una edad probable pleistocena inferior (Mella *et al.*, 2005).

La Unidad Los Cauquenes (Pleistoceno superior?) está representada por una colada basáltica que rellena un valle glaciario sobre la Unidad Steffen. Presenta menor grado de erosión que esta última y se cree que proviene de un cono monogenético donde se localiza el volcán Fonck (Cerro Volcánico).

El Complejo Volcánico Steffen no aflora en el área mapeada.

4.4.2 Unidad Garganta del Diablo (Pleistoceno Inferior)

La componen flujos lávicos dacíticos, andesíticos, basálticos y brechas asociadas que afloran en la base del volcán Tronador, en el flanco oriental de la quebrada homónima, extendiéndose en los bordes septentrional y meridional del ventisquero Negro (Mella *et al.*, 2005). Se le adjudican también una serie de diques alimentadores dacíticos que cortan al basamento granodiorítico con orientación NE (N 45°) y NO (N305°).

Posee una edad de $1,3 \pm 0,3$ Ma obtenida gracias a datos radiométricos de K-Ar en roca total para un cuerpo lávico dacítico (Mella *et al.*, 2005). Esta edad es relativamente más joven que la reportada por Rabassa *et al.* (1986) de $3,2 \pm 2,0$ Ma.

La Unidad Garganta del Diablo no aflora en el área mapeada.

4.4.3 Volcán Fonck o Cerro Volcánico (Holoceno)

Se caracteriza por ser un cono de piroclastos compuesto por la acumulación de bombas, aglomerados, tobas de lapilli y escoria perteneciente a una fase eruptiva estromboliana (Mella *et al.*, 2005). Es destacable la presencia de una colada andesítica ubicada al SE de la cima de este volcán. Debido a que no presenta erosión glacial y que sobreyace en discordancia a la Unidad Steffen, se le asignó una probable edad holocena (Mella *et al.*, 2005).

Esta unidad no fue reconocida en el área mapeada.

4.4.4 Complejo Volcánico Tronador

En el presente estudio se recorrieron los afloramientos del Complejo Volcánico Tronador ubicados en la ladera oriental del volcán homónimo, y un pequeño afloramiento localizado en el cerro Constitución. Se diferenciaron dos unidades, las cuales fueron correlacionadas en base a sus relaciones estratigráficas y edad con las unidades Tronador I y III, definidas por Mella *et al.* (2005). En el sector oriental del Tronador se realizó un perfil estratigráfico de la unidad Tronador I (figura 4.1.) La traza del perfil se orienta en un rumbo NE, se ubica al oeste de Paso de las Nubes, y se extiende entre los $41^{\circ} 09' 25''$ y los $41^{\circ} 09' 51''$ S. Además, se realizó una datación radiométrica sobre un basalto ubicado en la base de esta misma unidad.

4.4.4.1 Unidad Tronador I

La Unidad Tronador I constituye la base del complejo volcánico que lleva el mismo nombre, en su sector sur (Qda. Garganta del Diablo). Presenta escasos afloramientos debido a que se encuentra cubierta en su mayor parte por las unidades Tronador II y III. Está compuesta por secuencias rítmicas de flujos lávicos basálticos a andesíticos intercaladas con flujos piroclásticos y laháricos. Mella *et al.* (2005) infirieron una edad menor al millón de años en base a una datación K-Ar en rocas de esta unidad. En este trabajo se realizó una datación Ar-Ar en un basalto de la ladera oriental del volcán Tronador cuyo resultado fue $1,178 \pm 0,057$ Ma (véase Informe de Datación en el Apéndice I).

Esta unidad aflora en la ladera oriental del volcán Tronador, al oeste del Paso de las Nubes. Se apoya en discordancia sobre las metamorfitas del Complejo Colohuincul y sobre los granitos de la Formación Coluco (figuras 4.15 y 4.16), ya que se encuentra rellenando un antiguo valle probablemente glaciario labrado en ambas unidades. Por encima de esta unidad se encuentra Tronador III, la cual también rellena un paleovalle probablemente glaciario labrado en la primera. La unidad descrita en esta sección está conformada por emisiones lávicas y depósitos ignimbríticos y gravitatorios, dentro de los cuales se distinguen depósitos de lahares.

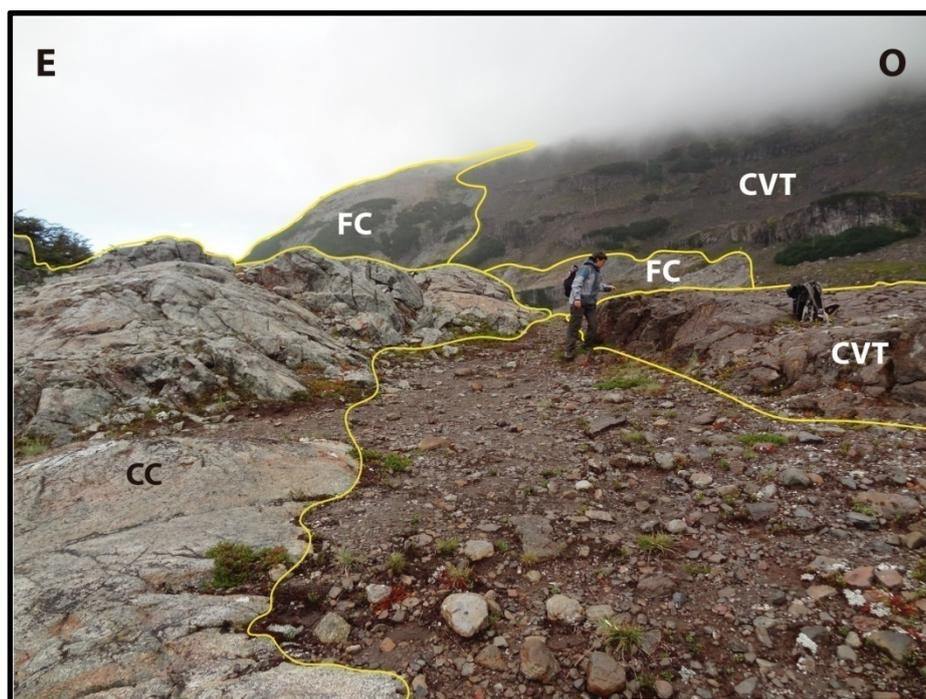


Figura 4.15. Contactos entre los complejos Colohuincul y Tronador (el más próximo, afloramiento perteneciente a la unidad Tronador I) y entre las Formación Coluco y el Complejo Volcánico Tronador (el más lejano, afloramiento correspondiente a la unidad Tronador III). El primero está cubierto, pero el segundo se observa neto. Imagen tomada al pie de la ladera oriental del volcán Tronador, al oeste del Paso de las Nubes.
CC: Complejo Colohuincul. CVT: Complejo Volcánico Tronador. FC: Formación Coluco.

La correlación de esta unidad inferior (entre las que afloran pertenecientes al Complejo Volcánico Tronador) con la unidad Tronador I fue lograda gracias a la datación radiométrica Ar-Ar realizada. Además, es destacable que las litologías descritas por Mella *et al.* (2005) para Tronador I coinciden con las identificadas en la base de la secuencia volcánica en la zona del presente estudio.

El perfil estratigráfico realizado en este trabajo comienza en la base de la unidad Tronador I (figura 4.16 y 4.17). En ésta, puede observarse una sucesión de lavas basálticas (figura 4.18.A) de 386 metros de espesor que poseen un rumbo promedio de 143° y una inclinación también promedio de 32°. En su base poseen textura porfírica y están compuestos por fenocristales de plagioclasa de hasta 4 mm de largo en su dirección de máxima extensión, inmersos en una pasta de grano muy fino y color gris oscuro a negro. Los fenocristales se encuentran distribuidos subparalelamente entre sí, con arreglos de fluidalidad, formando vórtices en ciertos sectores y sin un arreglo ordenado en otros. Las rocas se presentan de color gris oscuro a rojizo en partes e intensamente vesiculadas. Las cavidades se extienden de 1 a 12 mm. Los colores rojizos se deben a la presencia de una intensa alteración a óxidos de hierro (véase muestra M12). Hacia el techo las coladas muestran vesículas más pequeñas y menos abundantes, fenocristales de menor tamaño, y van adquiriendo laminación de flujo. Tal es así, que en el techo de la sucesión, los basaltos poseen textura afanítica y ya no están vesiculados. Estas lavas superiores, a pesar de estar intensamente fracturadas, son más masivas que las inferiores y forman paredones que sobresalen del resto de la secuencia en el perfil de erosión. Una muestra extraída de una posición relativamente superior de esta columna al microscopio presenta composición basáltica, textura porfírica y está constituida por un 5 % de fenocristales de plagioclasa (euhedrales, zonados e intensamente cribados) y de piroxeno (subhedrales, alterados periféricamente a minerales opacos y óxidos de hierro) y por un 95 % de pasta de textura pilotáxica fluidal compuesta por plagioclasa y minerales opacos (véase muestra M13).

Por sobre este potente paquete de basaltos se puede observar una sucesión de 268 metros de espesor compuesta por autobrechas y brechas volcánicas de color rojizo, piroclastitas y lavas basálticas (figura 4.17).

Los depósitos brechosos son de color castaño rojizo, clasto-sostén y están compuestos por clastos muy variados en cuanto a tamaño y tipo, inmersos en una matriz afanítica rojiza. Éstos, se extienden hasta los 16 cm de diámetro y agrupan litoclastos basálticos, graníticos, volcánicos, autoclastos brechosos y cristaloclastos cuarzosos de pequeño tamaño (< 4 mm). Los depósitos presentan formas lenticulares y lentiformes y espesores de 2 a 4 metros.

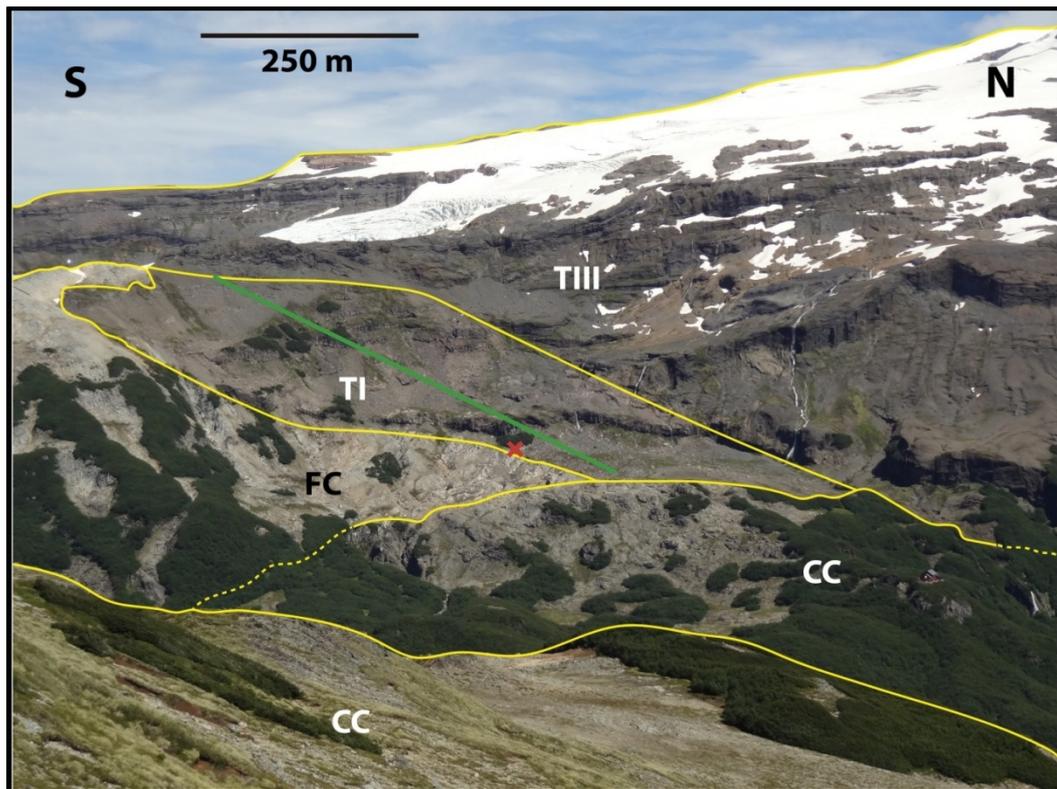


Figura 4.16. Contactos netos entre el Complejo Colohuincul, el Complejo Volcánico Tronador y la Formación Coluco. Se destaca la superficie erosiva que separa las unidades Tronador I y Tronador III, y la superficie erosiva que separa a ambas unidades del basamento metamórfico y granítico. La cruz roja indica la ubicación del afloramiento del cual se extrajo la muestra datada. La línea verde indica la localización del perfil estratigráfico. Imagen tomada desde el cerro Tronador. CC: Complejo Colohuincul. FC: Formación Coluco. TI: Tronador I. TIII: Tronador III.

Los flujos piroclásticos también abundan en la secuencia. Presentan indicios de fluidalidad (son laminados), con sectores basales con litoclastos de mayor tamaño (de hasta 16 cm) que los sectores superiores, en los cuales se distingue una predominancia de cristaloclastos de cuarzo y plagioclasa de hasta 3 mm. Sus porciones superiores poseen clastos de tamaño de grano fino y matriz de grano muy fino y en muchos casos presentan *fiammes* de colores más oscuros que el resto de la roca. Luego en la secuencia se distinguieron depósitos ignimbríticos (figura 4.18.B) con base erosiva constituidos por litoclastos y cristaloclastos muy variados, inmersos en una matriz tobácea de grano fino y color castaño. Los litoclastos son: graníticos (de hasta 30 cm), basálticos (de hasta 8 cm) y provenientes de brechas o ignimbritas (presentan color rojizo y tamaño menor a los 5 cm). Por su parte los cristaloclastos se extienden hasta los 3 mm. Estos flujos, de entre 0,5 y 1,5 metros de potencia, están caracterizados por ser mayormente matriz-sostén (aunque hay zonas en las que domina la textura clasto sostenida) y por poseer una mala selección. Los flujos que se ubican más cercanos al techo de la secuencia tienen mejor selección en el tamaño de sus componentes.

Las intercalaciones lávicas se corresponden con basaltos de textura porfírica. Macroscópicamente se observan rocas compuestas por un 30 % fenocristales de plagioclasa y un 70 % de matriz afanítica. Poseen amígdalas de aproximadamente 1 mm y los fenocristales dispuestos subparalelamente entre sí son indicio de fluidalidad. Al microscopio, las muestras analizadas pueden definirse como basaltos de textura porfírica y glomeroporfírica en sectores. Están compuestas, en promedio, por un 32 % de fenocristales de plagioclasa, olivina y piroxeno y un 68 % de pasta constituida por plagioclasa, piroxeno, minerales opacos y en algunos casos, vidrio. Las texturas de la matriz suelen ser intersertal y hialopilítica (véase muestras M14, M15, M24).

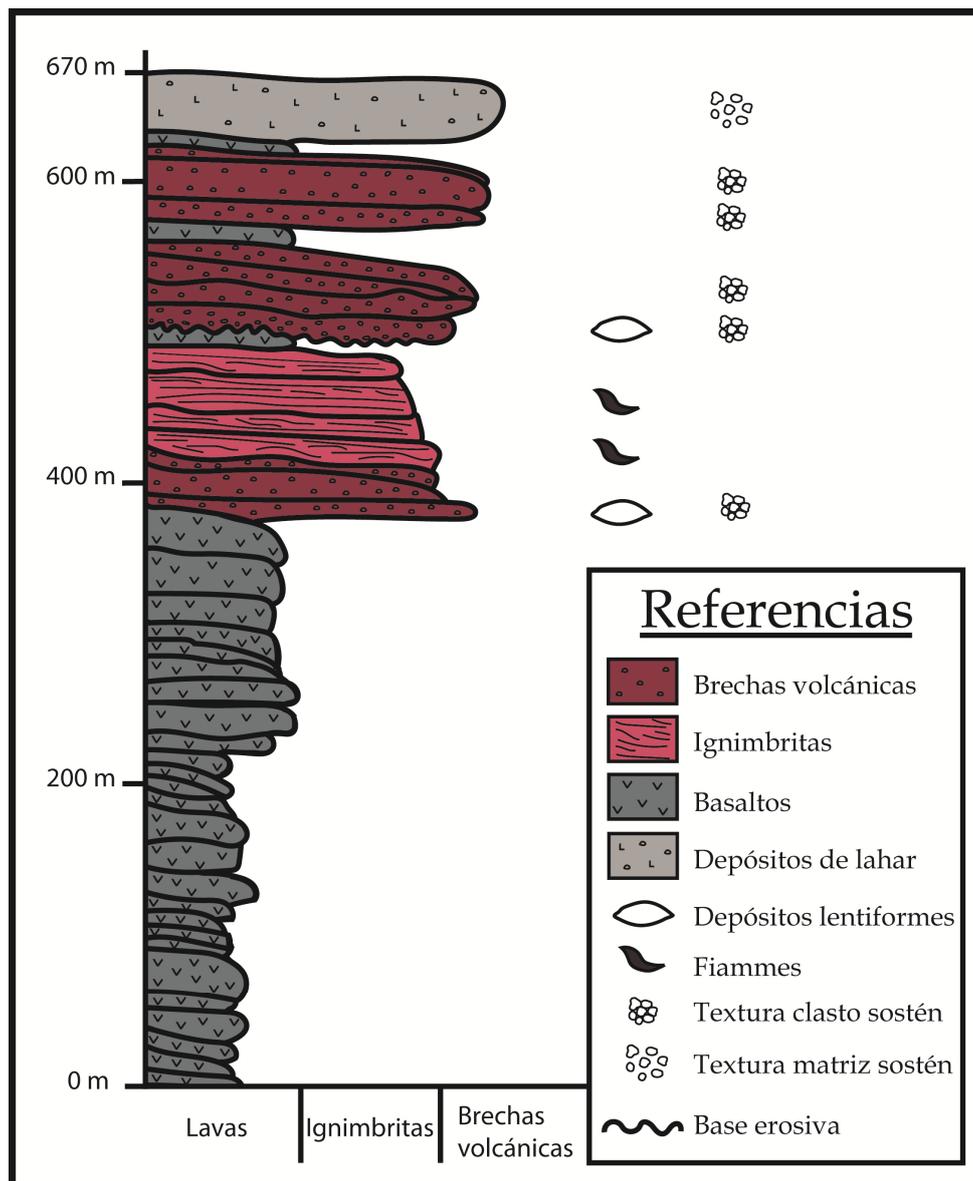


Figura 4.17. Perfil estratigráfico de Tronador I, unidad basal del Complejo Volcánico Tronador.

Hacia el techo de la secuencia aflora una roca volcánica con estructuras tipo *pseudo-pillow* (figura 4.18.C) formada por cúmulos de andesita amalgamados por el mismo material volcánico andesítico, similar a las descritas por Mella (2003).

Finalmente, coronando el perfil, pueden destacarse depósitos de lahar (figura 4.18.D) con forma de bancos dispuestos paralelamente entre sí con rumbos e inclinaciones muy variables (promediando valores de $170^{\circ}/39^{\circ}$) y un espesor de 15 metros. Estos flujos presentan mala selección, son de textura matriz sostén, y están compuestos por litoclastos basálticos e ignimbríticos de hasta 5 cm inmersos en una matriz de grano fino y color castaño claro. Se encuentran afectados por numerosas fallas de pequeña escala. Los planos de falla están rellenos por arcilla y por material tobáceo. Este relleno está constituido por el mismo material que conforma la matriz de estos lahares.

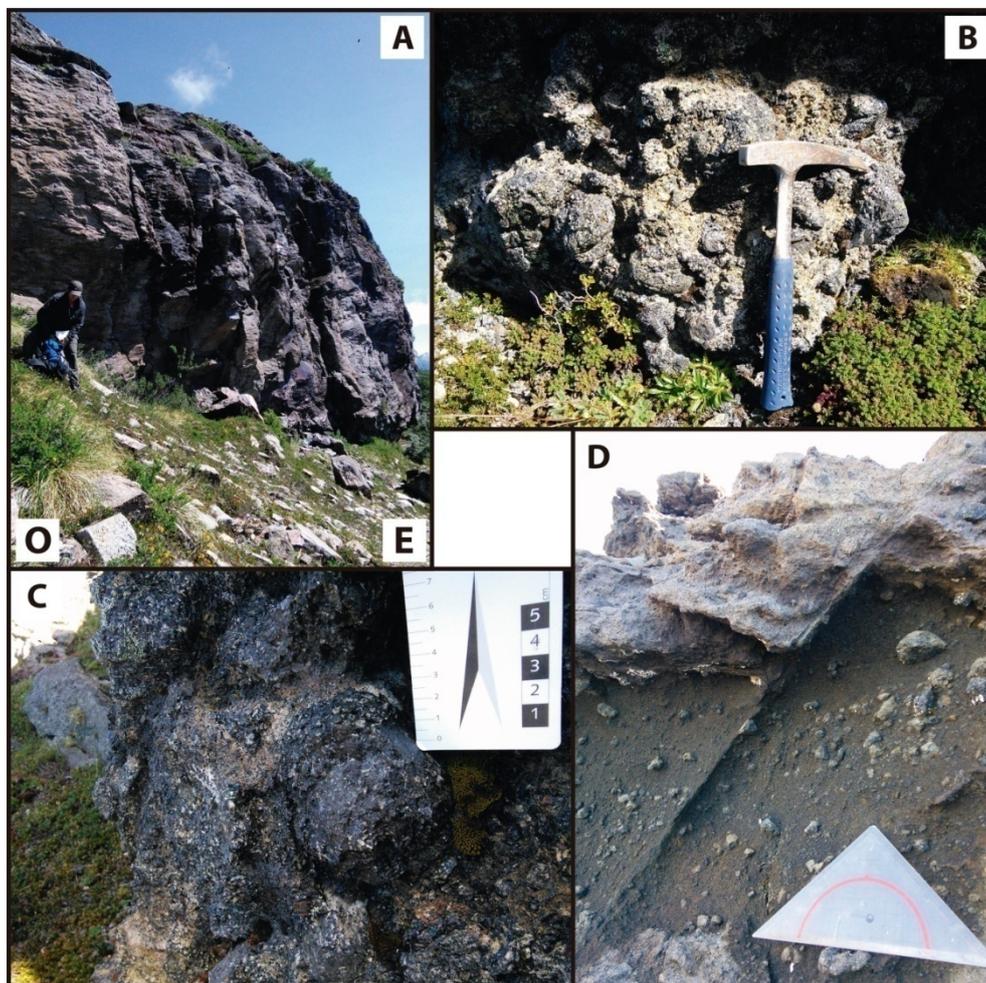


Figura 4.18. Litologías que componen el perfil estratigráfico de la unidad Tronador I. **A.** Afloramiento de basaltos basales que inclinan hacia el SO. **B.** Brecha volcánica con base erosiva. **C.** Roca volcánica con estructura tipo *pseudo-pillow lava* formada por cúmulos de andesita amalgamados por el mismo material volcánico. **D.** Depósitos de lahar; se encuentra afectado por pequeñas fallas normales, interpretadas como de acomodación.

En este estudio se analizaron petrográficamente cuatro muestras pertenecientes a la unidad Tronador I (véase muestras M15, M13, M24, M14). Al realizar una caracterización general de estas cuatro muestras, se llega a la conclusión de que su descripción es muy similar a la realizada por Mella *et al.* (2005). Están compuestas por basaltos con texturas porfírica a glomeroporfírica y pastas con texturas hialopilitica, intersertal y pilotáxica fluidal. Los fenocristales (que en promedio ocupan el 25% en las muestras) están representados por plagioclasa, olivina y piroxeno en orden de abundancia, y las pastas, en términos generales, por plagioclasa y piroxeno, olivina y, en menor medida, minerales opacos. El vidrio constituye en general un componente muy importante y abundante en estas rocas (aproximadamente el 25 % de la totalidad de las muestras).

4.4.4.1.1 Descripciones petrográficas

M 15 – Basalto (41° 09' 53,64" S; 71° 48' 33,48" O)

En términos macroscópicos, es una roca volcánica gris oscura de textura porfírica. Está compuesta por un 70% de pasta gris oscura afanítica y un 30% de fenocristales tabulares de plagioclasa de hasta 1 cm de extensión en su eje mayor. Es destacable la presencia de amígdalas de hasta 0,5 cm de diámetro rellenas por cuarzo con textura radial, las cuales ocupan el 20 % de la roca total.

Al realizar observaciones al microscopio, esta es una roca volcánica hipocrystalina que posee textura porfírica y glomeroporfírica ocupando amplios sectores. Sus fenocristales, el 25 % de la muestra, se encuentran representados por un 70 % de plagioclasa y un 30 % de piroxeno. Su pasta, el 75 % restante, está compuesta por un 60 % de plagioclasa, un 35 % de piroxeno, un 5 % de minerales opacos; y vidrio.

Los fenocristales se encuentran aislados por la pasta y agrupados en amplios sectores de la muestra, formando importantes racimos.

Los individuos de plagioclasa, euhedrales y tabulares, presentan marcada zonación y se extienden en tamaño, en su eje mayor, desde los 0,5 hasta los 5 mm.

Los de piroxeno, euhedrales a subhedrales, poseen clivaje marcado, no tienen pleocroísmo y presentan alto relieve. Se extienden desde los 0,5 hasta 1,5 mm de tamaño.

Con respecto a la matriz, ésta posee textura hialopilitica. Está constituida en un 70 % por vidrio, el cual se encuentra parcialmente desvitricado a arcillas y palagonita. Estos minerales presentan hábito radial y extinción en abanico.

Se observan vesículas cuyos diámetros varían entre 0,2 a 0,4 mm, aproximadamente, ocupando el 10 % de la muestra.

Los microlitos de plagioclasa y piroxeno exhiben tamaños incluidos entre los 0,3 y 0,4 mm en su dirección de mayor desarrollo cristalino. También se observa la presencia de minerales opacos.

Al recalcular el porcentaje total de cada uno de los componentes cristalinos primarios de la roca, se obtiene la siguiente moda: 63 % de plagioclasa, 34 % de piroxeno y 3 % de minerales opacos.

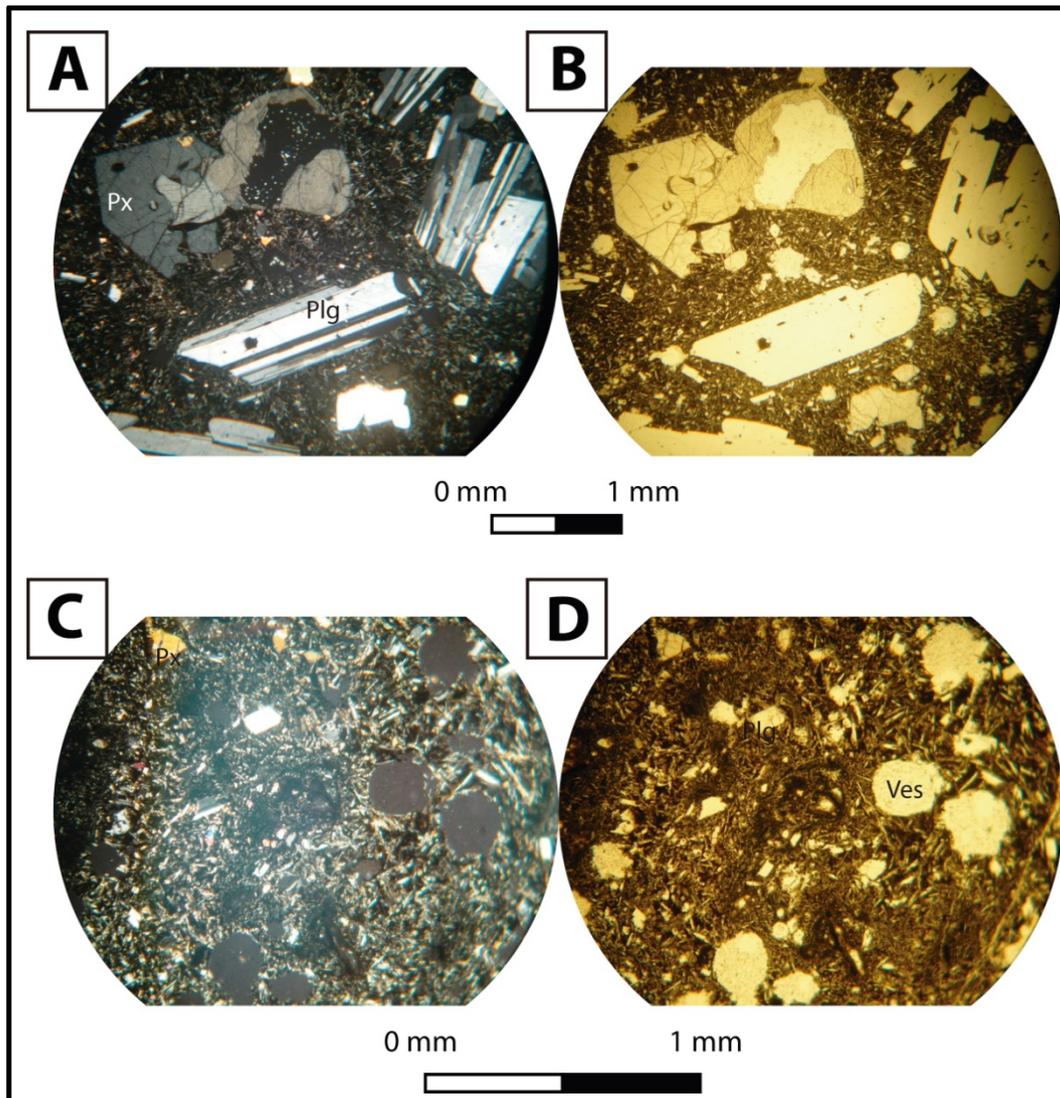


Figura 4.19. Microfotografías de la muestra M 15, roca volcánica de textura porfírica. **A.** Imagen tomada con aumento 5 X y niclos cruzados. Se distinguen fenocristales de plagioclasa y piroxeno euhedrales. **B.** Microfotografía tomada con niclos en paralelo, aumento 5 X, en la que se destaca la importante participación de vidrio en la pasta, al igual que la presencia de vesículas rellenas de este mismo material (se observa isótropo). **C.** Imagen (con aumento de 10 X) de detalle con niclos cruzados de la matriz. Ésta posee textura hialopilitica y está compuesta por microlitos de plagioclasa y piroxeno y vidrio. **D.** Con niclos paralelos y aumento 10 X, detalle de la pasta. Ves: vesícula.

Teniendo en cuenta que la plagioclasa es el único mineral principal presente en la muestra, según la clasificación de la IUGS, la roca se corresponde al campo 10 del diagrama QAPF. Dentro de este campo, forma parte del grupo de los basaltos, debido a la composición de la plagioclasa que la forma (Labradorita), el piroxeno como principal mineral máfico y el índice de color de 37 %.

M 13 – Basalto (41° 09′ 47,31″ S; 71° 48′ 32,52″ O)

Al observarla macroscópicamente, esta muestra puede ser descripta como una roca castaño rojiza de textura porfírica. Se observan cavidades rellenas por cuarzo. Estas cavidades poseen formas tabulares, por lo que probablemente pertenezcan a espacios ocupados previamente por fenocristales con ese hábito. Ocupan el 5 % de la roca y se extienden desde 0,1 cm hasta 0,6 cm. Dentro de los cristales de relleno se observan porciones de la misma pasta incluidos. La pasta es afanítica.

Al analizar la muestra al microscopio, se observa una roca volcánica holocristalina de textura porfírica cuya característica más destacable, a simple vista, una pervasiva alteración a óxidos de hierro, ya que en la pasta abundan cristales de color rojo oscuro. Está constituida por fenocristales de plagioclasa y piroxeno y por una pasta de textura pilotáxica fluidal. La fracción ocupada por los fenocristales es del 5 %, mientras que la ocupada por la pasta es del 95 %.

La plagioclasa se presenta euhedral, de hábito tabular, se extiende hasta el milímetro en su dirección de mayor desarrollo y es la especie cristalina más abundante, abarcando el 75 % de los fenocristales. Se presenta levemente zonada e intensamente cribada.

Los fenocristales de piroxeno, representantes del 25 % restante, son subhedrales, poseen tamaños de hasta 0,6 mm y se encuentran alterados en sus bordes a minerales opacos y a óxidos de hierro.

La pasta, de textura pilotáxica fluidal, está compuesta por un 60 % de microlitos tabulares de plagioclasa y por un 40 % de minerales opacos, en menor medida. Abundan los óxidos de hierro, minerales de alteración de hasta 0,02 m. Los microlitos de plagioclasa se encuentran dispuestos subparalelamente entre sí, otorgándole a la pasta su aspecto fluidal en diferentes direcciones.

La moda total de la roca se compone aproximadamente de: 60 % de plagioclasa, 38 % de minerales opacos y 2 % de piroxeno.

Según lo estipulado por la IUGS, al estar compuesta sólo por plagioclasa como representante de los minerales principales, esta roca clasifica en el campo 10 del diagrama QAPF, es decir, como una andesita/basalto. Dentro de este campo, forma parte del grupo de los basaltos, debido a la composición de la plagioclasa que la forma (Labradorita), el

piroxeno como principal mineral máfico y el índice de color de 40 %.

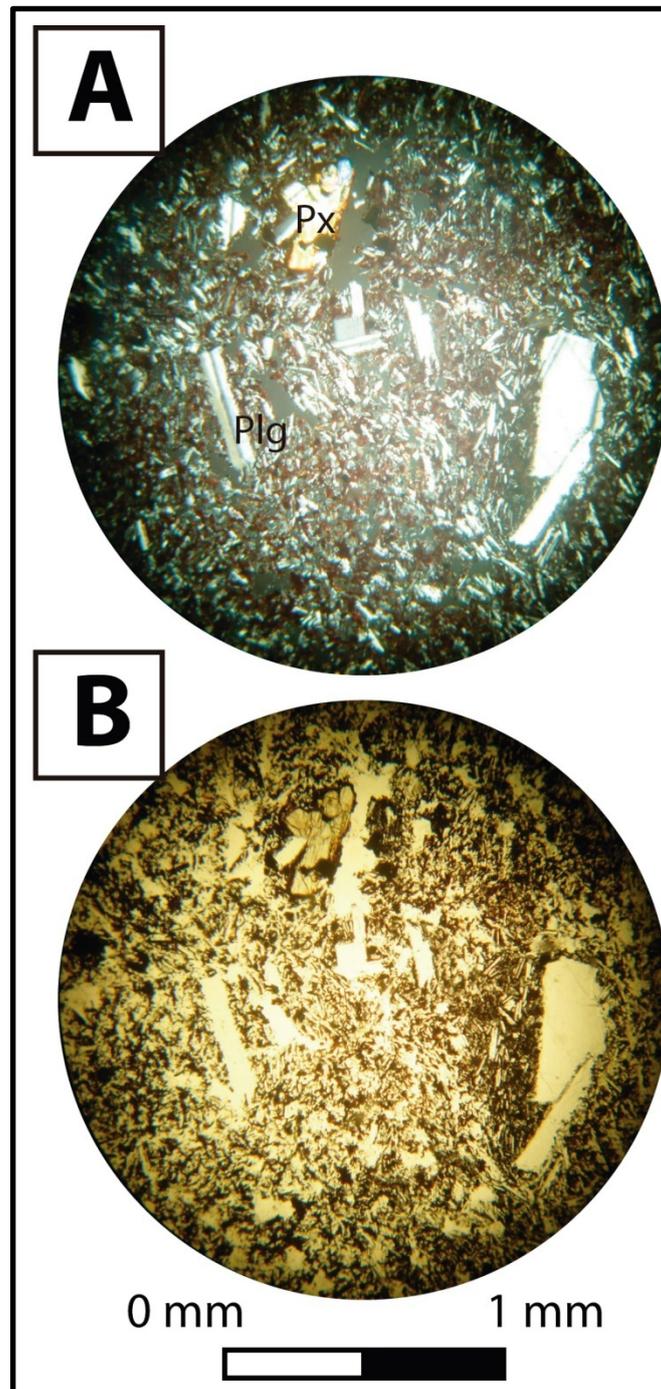


Figura 4.20. Microfotografías de la muestra M 13, roca volcánica de textura porfírica. **A.** Imagen tomada con aumento 10 X y nicols cruzados. Muestra con una notable alteración a óxidos de hierro. Se distinguen fenocristales de plagioclasa y piroxeno. **B.** Microfotografía tomada con nicols en paralelo, aumento 10 X. La matriz está constituida por plagioclasa y minerales opacos. Los microlitos de plagioclasa están dispuestos subparalelos entre sí, lo cual le otorga a la pasta un aspecto fluidal.

M 24 – Basalto (41° 09′ 36,36″ S; 71° 48′ 33,84″ O)

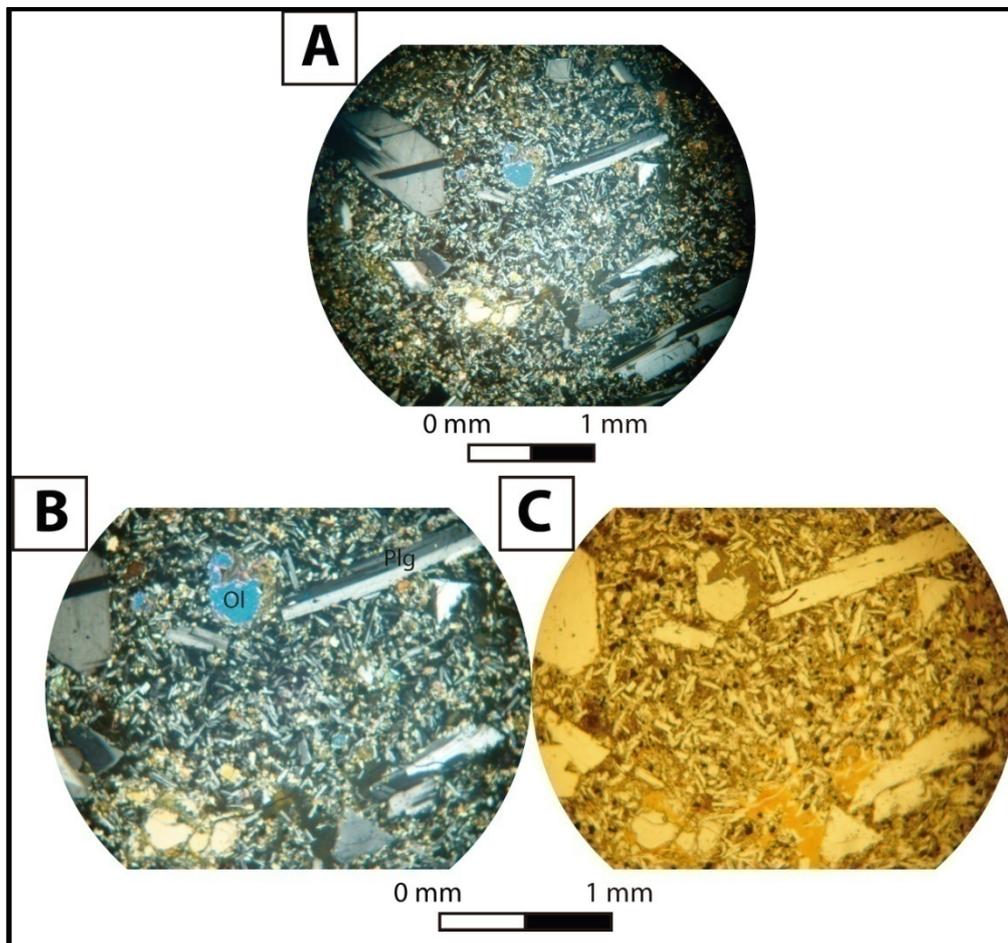


Figura 4.21. Microfotografías de la muestra M 24, roca volcánica de textura porfírica. **A.** Imagen tomada con aumento 5 X y nicoles cruzados. Los fenocristales son de plagioclasa y olivina. Estos últimos se encuentran alterados a iddingsita y bowlingita en sus bordes. **B.** Microfotografía tomada con nicoles cruzados y aumento 10 X. La matriz, de grano fino, está constituida por microlitos de plagioclasa, piroxeno, minerales opacos y vidrio. Su textura es intersertal. **C.** Imagen tomada con nicoles paralelos y aumento 10 X. Se destaca el color de los minerales de alteración de la olivina, además de la proporción de minerales opacos y vidrio.

Macroscópicamente, es una roca volcánica de textura porfírica y color negro. La pasta, el 90 % del total de la muestra, es afanítica y de color negro. Los fenocristales, el 10 % restante, están formados por tres familias diferentes. La más numerosa, está representada por cristales euhedrales máficos de hábito acicular y brillo vítreo, de hasta 3 mm, y ocupa el 5% de la roca. La segunda en abundancia (3 %), está compuesta por cristales subhedrales a anhedrales, leucocráticos, intensamente alterados, de hasta 2 mm, de hábito. La tercera y última (2 % restante), está constituida por individuos de forma equidimensional, castaño amarillentos, de hasta 2 mm en su dirección de mayor desarrollo.

Se observan vesículas redondeadas con dimensiones entre 1 mm y 1 cm, que ocupan

el 5% del total de la roca.

Al analizarla utilizando el microscopio, la muestra se puede describir como una roca volcánica hipocristalina caracterizada por tener textura porfírica. Los fenocristales ocupan el 30 % de su totalidad y están compuestos por plagioclasa (70 %) y olivina (30 %). La pasta, de textura intersertal, abarca el 70 % restante, y está constituida por plagioclasa, piroxeno, minerales opacos y vidrio.

Los fenocristales de plagioclasa, euhedrales, poseen hábito tabular, zonación, y hasta 3 mm de longitud en su eje mayor. Muchos individuos se presentan intensamente cribados.

Los fenocristales de olivina son anhedrales y equidimensionales en su forma, se encuentran fracturados y alterados en sus periferias a bowlingita e iddingsita, las cuales se presentan cubriendo sus bordes. Poseen tamaños de hasta 0,8 mm.

La pasta posee textura intersertal y está compuesta por un 50 % de plagioclasa, un 35 % de piroxeno y un 15 % de minerales opacos. El vidrio, ocupa el 20 % de la matriz.

La moda general de los minerales primarios de la roca se compone de un 56 % de plagioclasa, 25 % de piroxeno, 10 % de minerales opacos y 9 % de olivina.

Es distinguible la presencia de vesículas, que se extienden hasta aproximadamente 0,4 mm de diámetro, y representan el 2 % de la roca.

Teniendo en cuenta la clasificación de la IUGS, debido a que la plagioclasa es el único mineral principal, la roca se corresponde con una andesita/basalto del campo 10. Dentro de este campo, forma parte del grupo de los basaltos, debido a que el piroxeno es el principal mineral máfico y el índice de color es de 44 %.

M 14 – Basalto (41° 09' 51,12'' S; 71° 48' 35,64'' O)

En muestra de mano es una roca volcánica gris oscura de textura porfírica. Su pasta, el 65% de la roca, es afanítica y gris oscura. Los fenocristales, el otro 35%, se extienden hasta los 2 mm y están compuestos por dos familias en cuanto a tamaño de grano. Los más pequeños, milimétricos, poseen hábito tabular y son leucocráticos. Se encuentran intensamente alterados, lo cual produjo su pérdida de brillo y color amarillento. La roca presenta una incipiente fluidalidad, otorgada por el arreglo subparalelo de los fenocristales.

Al analizarla al microscopio, se observa una roca volcánica hipocristalina de textura porfírica a glomeroporfírica en sectores, ya que los fenocristales de plagioclasa se agrupan formando glomérulos. Está compuesta por fenocristales de plagioclasa y olivina, y por una pasta de grano muy fino constituida por plagioclasa, piroxeno y minerales opacos. Los primeros, ocupan el 40 % de la roca, mientras que la matriz, el 60 %.

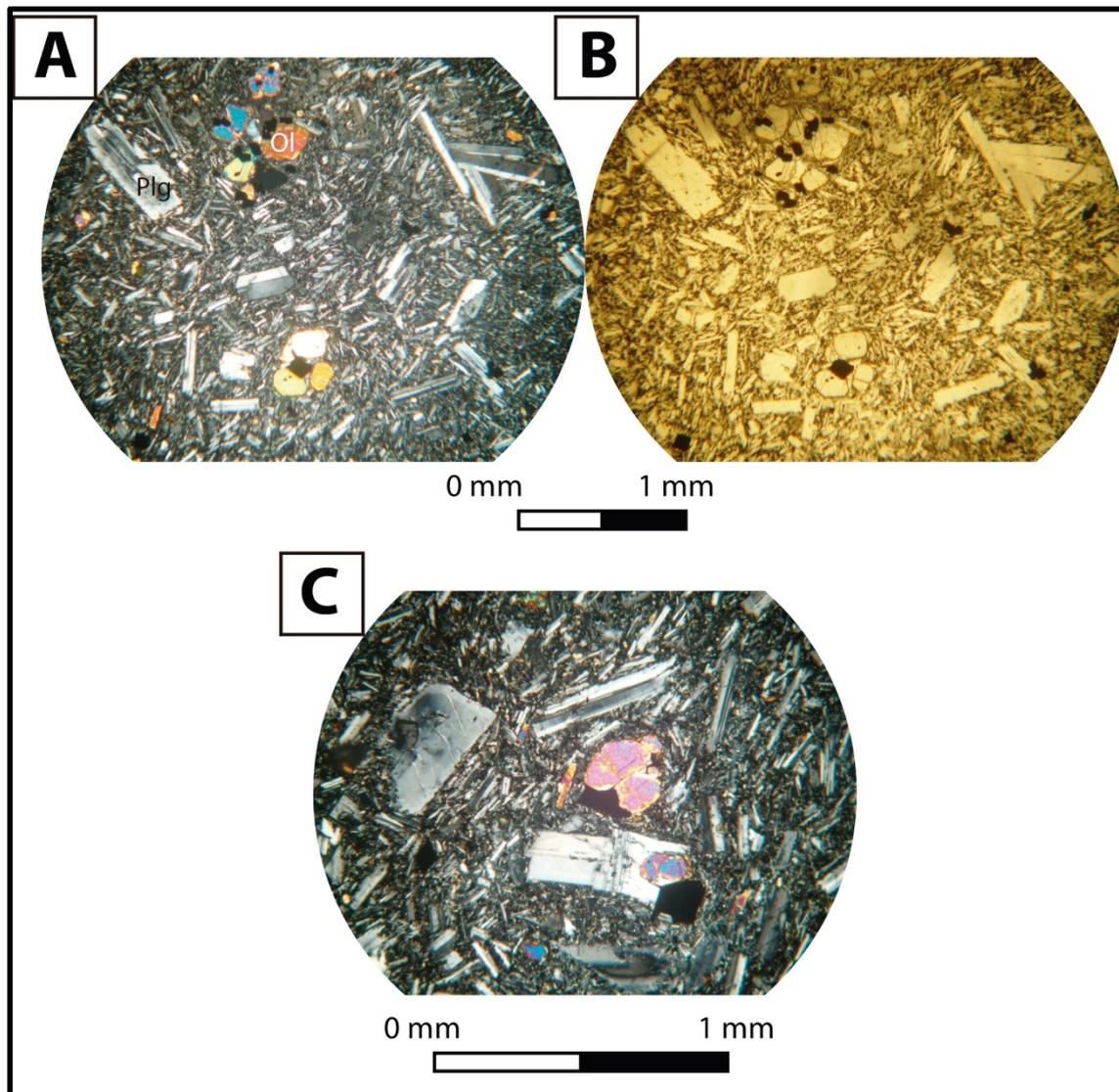


Figura 4.22. Microfotografías de la muestra M 14, roca volcánica de texturas porfírica a glomeroporfírica. **A.** Imagen tomada con aumento 5 X y nicols cruzados. Los fenocristales son de plagioclasa y olivina y se encuentran formando racimos. **B.** Microfotografía tomada con nicols paralelos y aumento 5 X. **C.** Imagen tomada con nicols paralelos y aumento 10 X. La matriz, de grano fino, está constituida por microlitos de plagioclasa, piroxeno, minerales opacos y vidrio. Su textura es intersertal.

Los individuos de plagioclasa, euhedrales, de hábito tabular y macla polisintética, poseen hasta 3 mm de longitud en su eje de mayor extensión y abarcan el 80 % de los fenocristales. Se distingue una incipiente textura seriada en algunos sectores de la roca. Esto se debe a la existencia de una continua variación en el tamaño de grano de los cristales de plagioclasa desde los que forman parte de los microlitos de la pasta, hasta los fenocristales.

Los fenocristales de olivina, el 20 % restante, son anhedrales, poseen formas equidimensionales y tamaños de hasta 0,3 mm. Poseen elevado relieve e intensa fracturación.

La pasta posee textura intersertal. Está compuesta por un 65 % de microlitos

tabulares euhedrales de plagioclasa dispuestos de manera caótica; un 30 % de cristales de piroxeno anhedrales de tamaños poco variables menores a los 0,1 mm; un 5 % de minerales opacos y vidrio. Éste último representa el 10 % del total de la roca.

Al recalcular el porcentaje total de cada uno de los componentes cristalinos primarios de la roca, se obtiene la siguiente moda: 71 % de plagioclasa, 18 % de piroxeno, 8 % de olivina y 3 % de minerales opacos.

Según la clasificación establecida por la IUGS, la roca se corresponde con el campo 10 del diagrama QAPF, es decir, el perteneciente a andesita/basalto. Esto es así debido a la presencia de plagioclasa como único mineral principal. Dentro de este campo, forma parte del grupo de los basaltos, debido a que los principales minerales máficos son piroxeno y olivina, la composición de la plagioclasa (Labradorita) y que el índice de color es de 29 %.

M 12 – Volcanita porfírica (41° 09' 39,60'' S; 71° 48' 34,92'' O)

Macroscópicamente, se puede describir como una roca gris oscura con textura porfírica. Los fenocristales son de anfíbol, se extienden hasta aproximadamente 4 mm, poseen hábito acicular y son de color negro. La pasta es gris oscura y afanítica. Los fenocristales ocupan el 5 % de la muestra, mientras que la matriz el 95 % restante. Los fenocristales se encuentran alterados en grado medio, dando como resultado agregados castaño amarillentos. Se observa una segunda familia representada cristales de cuarzo, que rellenan vesículas. Estas amígdalas tienen dimensiones de hasta 0,5 cm de diámetro y ocupan el 5% de la roca. No se realizaron observaciones de esta muestra en corte delgado.

4.4.4.2 Unidad Tronador II

Esta unidad está constituida por dos subunidades denominadas Basaltos Río Blanco y Estratos La Veranada.

Los Basaltos Río Blanco están compuestos por coladas de basaltos olivínicos y traquiandesitas basálticas intercaladas con flujos freatomagmáticos y lahares (Mella *et al.*, 2005). Sus afloramientos se restringen a un valle glacial esculpido en el basamento granodiorítico perteneciente al Batolito Patagónico y posee una potencia de más de 100 metros. Esta unidad presenta una sección inferior constituida por un depósito de lahar polimíctico masivo y un flujo de detritos y una superior formada por flujos de lava basáltica con estructuras de enfriamiento columnar, en algunos casos con presencia de autobrechas basales (en parte *pseudo-pillow*) intercalados con un depósito de areniscas con estratificación entrecruzada. Para esta unidad se obtuvo una datación K-Ar de $0,53 \pm 0,11$ Ma (Mella *et al.*, 2005).

Los Estratos La Veranada afloran en la zona occidental del Complejo Volcánico Tronador, ocupando un valle glaciario socavado en el basamento granodiorítico, en las nacientes del río Blanco (Mella *et al.*, 2005). Están representados por cuerpos basálticos en su base, traquiandesíticos hacia el techo, intercalados con numerosos depósitos de lahar, flujos de detritos, tufitas y hialotufitas. Se cuenta con una datación Ar-Ar de $0,47 \pm 0,04$ Ma para esta unidad (Mella *et al.*, 2005).

Esta unidad no fue reconocida en el área mapeada.

4.4.4.3 Unidad Tronador III

La unidad Tronador III cubre gran parte del complejo homónimo, con afloramientos de inclinaciones suaves (10°) hacia los distintos flancos del volcán. Sumados a las exposiciones del volcán Tronador, en este estudio se identificaron representantes pertenecientes a esta unidad localizados en la ladera noroccidental del cerro Constitución. Es la unidad más variada de todo el grupo volcánico en cuanto a litologías y litofacies. Se subdivide en dos secuencias: los Estratos Meiling y los Estratos Refugio Viejo (Mella *et al.*, 2005). Ambas representan dos columnas tipo y se ubican en los flancos oriental y meridional del volcán Tronador.

Los Estratos Meiling afloran en la subida hacia el refugio Otto Meiling (figura 1.3), ubicado sobre la ladera oriental del volcán Tronador y se prolongan hasta su cumbre. Están constituidos por una secuencia de 700 a 1000 metros de espesor de coladas métricas a decamétricas de basaltos, andesitas basálticas y andesitas, brechas hialoclásticas, hialotufitas, lapillita acrecionada, flujos piroclásticos proximales asociados a erupciones freatomagmáticas y laháricos (Mella *et al.*, 2005). Deben destacarse las brechas generadas a partir de escapes de gas (tipo pipas de escape) en los basaltos. Un análisis Ar-Ar de una traquiandesita otorgó una edad de $0,36 \pm 0,05$ Ma (Mella *et al.*, 2005).

Los Estratos Refugio Viejo están compuestos por una secuencia rítmica de 800 metros de potencia de coladas métricas de lavas andesíticas con texturas de flujo que les aportan un lajamiento característico, andesitas y basaltos con fenocristales de plagioclasa intercalados con lentes de lava, brechas hialoclásticas, hialotufitas, flujos piroclásticos y laháricos (Mella *et al.*, 2005). Muchos de estos depósitos se encuentran rellenando valles glaciarios, lo cual asocia fuertemente a esta unidad con un ambiente glaciario (Mella *et al.*, 2003). Estos estratos poseen una edad de $0,34 \pm 0,04$ Ma según una datación Ar-Ar realizada en una traquiandesita (Mella *et al.*, 2005).

En la zona estudiada en este trabajo la unidad Tronador III aflora en la ladera oriental del volcán homónimo y en la ladera occidental del cerro Constitución. En la ladera oriental del Tronador esta unidad se apoya en discordancia sobre las metamorfitas del Complejo Colohuincul, los granitos de la Formación Coluco y Tronador I (figuras 4.15 y 4.23). Su

contacto con el Complejo Colohuincul se extiende desde el Paso de las Nubes hacia el norte, más allá del valle del río Frías. Al oeste de este paso, puede observarse su contacto con la unidad Tronador I, a la cual sobreyace en relación de discordancia. Se encuentra separada de ella por una marcada superficie de erosión de probable origen glaciario (figura 4.16). La unidad Tronador III aflora (de sur a norte) desde los alrededores del glaciar Castaño Overa hasta el sector al norte del valle del río Frías y está conformada por emisiones lávicas y flujos gravitatorios provenientes del sector más elevado del volcán Tronador. Esta sección superior de las exposiciones pertenecientes al Complejo Volcánico Tronador fue correlacionada con Tronador III debido a que se continúa lateralmente con los Estratos Refugio Meiling (Mella *et al.*, 2005).

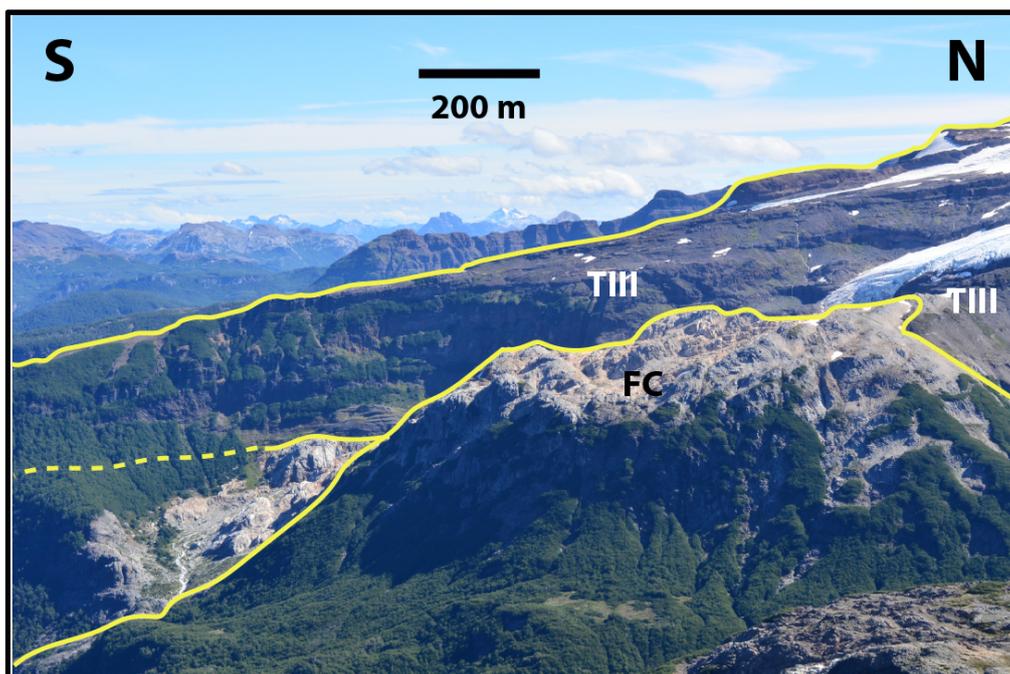


Figura 4.23. Contacto de inconformidad entre el Complejo Volcánico Tronador (la unidad Tronador III, TIII) y la Formación Coluco (FC). Imagen tomada desde el cerro Mar de Piedras hacia el oeste.

Los afloramientos localizados en la ladera noroccidental del cerro Constitución son de muy pequeña extensión areal (figura 4.1) y consisten en depósitos brechosos cubiertos por una colada basáltica. La correlación realizada con la unidad Tronador III se basa en su cota topográfica y litología; Tronador III es la única que en la ladera oriental del volcán Tronador posee la altura suficiente para considerarse parte del conjunto de flujos lávicos y gravitatorios que habrían recorrido aproximadamente 4 km para depositarse donde actualmente afloran. Los depósitos brechosos se encuentran rellenando un antiguo valle labrado en el basamento metamórfico (figura 4.24.A). Presentan estratificación grosera y desordenada, muy mala selección, textura matriz sostén y espesor variable entre 10 y 15 metros. Están constituidos por litoclastos graníticos (de hasta 15 cm de diámetro), basálticos

(de hasta 10 cm de diámetro), esquistosos y anfibólicos inmersos en una matriz tobácea (figura 4.24.B). El basalto que sobreyace a este depósito presenta xenolitos pertenecientes a las metamorfitas del basamento. Se observan en él fenocristales de plagioclasa milimétricos y vesículas centimétricas. Al analizarlo al microscopio, se observa que presenta, en algunos sectores textura seriada caracterizada por cambios continuos en su tamaño de grano y en otros, textura porfírica. Está compuesta por plagioclasa, olivina, piroxeno y, en aquellos sectores con textura porfírica, pasta intergranular (véase muestra M21).

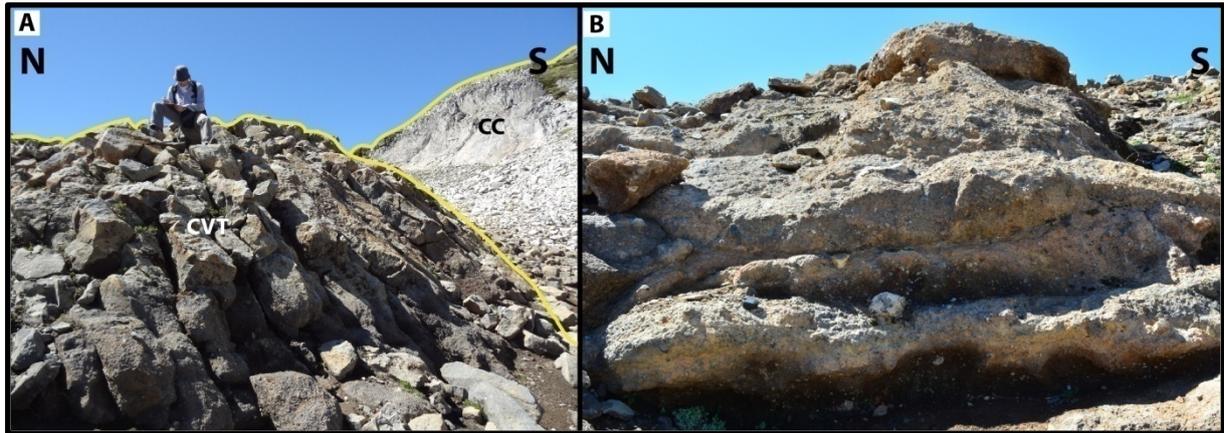


Figura 4.24.A. Afloramiento de brechas pertenecientes al Complejo Volcánico Tronador en la ladera occidental del cerro Constitución. Hacia el sur se observa una de las paredes (compuesta por las rocas metamórficas del Complejo Colohuincul) del valle que fue rellenado B. Detalle del depósito brechoso.

Inmediatamente al oeste del contacto entre las unidades Tronador I y III, se observaron coladas volcánicas que se clasificaron como basaltos. Poseen aspecto de lavas cordadas y almohadilladas, con estructuras tipo *pseudo-pillow*, textura porfírica, y están cubiertas por una costra de grano fino y color rojizo fuerte (figura 4.25). Están compuestas por fenocristales zonados de hasta 2 cm de plagioclasa, subparalelos entre sí con arreglos helicoidales en algunos sectores, lo cual es indicativo de elevada fluidalidad. La pasta posee textura hialopíltica y está constituida por plagioclasa, piroxeno, olivina, minerales opacos y vidrio (véase muestra M05).

Al caracterizar petrográficamente las dos muestras pertenecientes a esta unidad superior, se llega a la conclusión de que se correlaciona con la unidad Tronador III caracterizada por Mella *et al.* (2005) en otros afloramientos.

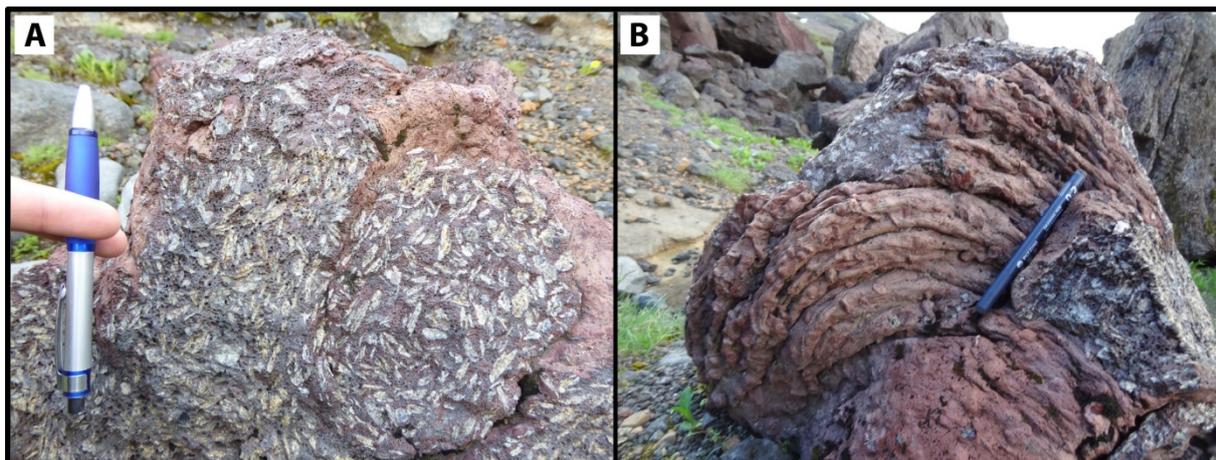


Figura 4.25. Basalto con estructura tipo *pseudo-pillow lava*. **A.** Se observan fenocristales de plagioclasa de hasta 2 cm, subparalelos entre sí con arreglos helicoidales. **B.** Lava cordada.

4.4.4.3.1 Descripciones petrográficas

M 21 – Basalto con xenolitos (41° 08' 45,96'' S; 71° 46' 56,28'' O)

En muestra de mano la roca es volcánica, posee textura afanítica, color gris oscuro, y alteración castaño rojiza. Se observan xenolitos aparentemente volcánicos, vesiculados, con pasta afanítica y cristales anhedrales de cuarzo.

Microscópicamente se observa una roca volcánica holocristalina de textura seriada, que se caracteriza por cambios continuos en su tamaño de grano. En sectores, a pesar de la variación continua de los tamaños de los componentes de la roca, la textura es marcadamente porfírica, con fenocristales de plagioclasa, olivina y piroxeno y pasta de textura intergranular.

Al realizar observaciones en los sectores con textura porfírica dominante, se distingue que los fenocristales de plagioclasa son euhedrales, se extienden desde los 0,1 hasta los 0,5 mm en su dirección de mayor desarrollo cristalino, presentan hábito tabular, macla polisintética y están levemente alterados a epidoto. Algunos de ellos se encuentran cribados.

La olivina se presenta como fenocristales anhedrales, equidimensionales, de alto relieve, muy fracturados y de hasta 0,3 mm de diámetro.

El piroxeno, subhedral, es el mineral menos abundante en la roca, posee alto relieve y hasta 0,7 mm de tamaño.

La pasta está compuesta por microlitos de plagioclasa dispuestos caóticamente, minerales opacos euhedrales con hábitos tabulares y formas rectangulares, e individuos anhedrales de piroxeno y olivina.

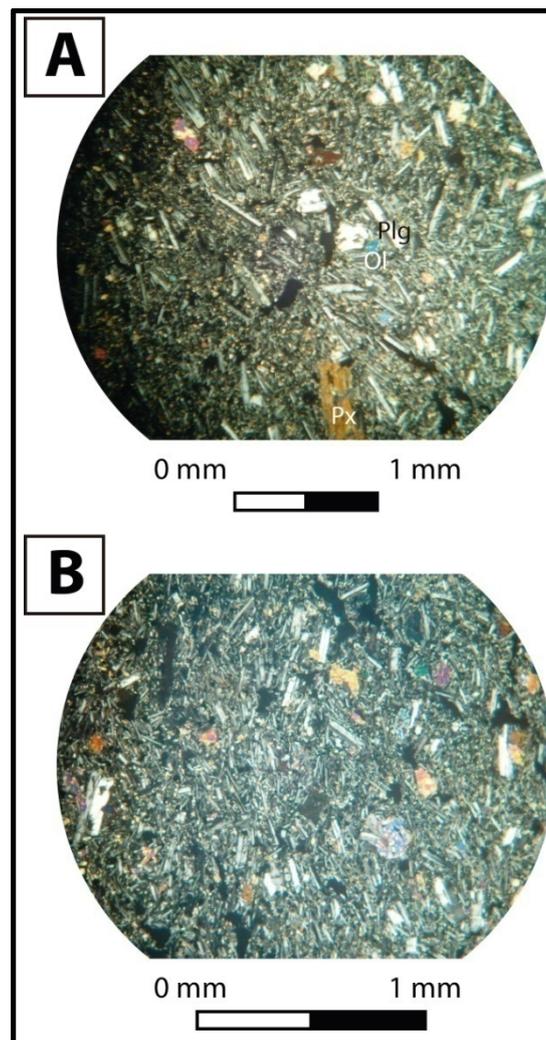


Figura 4.26. Microfotografías de la muestra M 21, roca volcánica de textura seriada con sectores porfíricos. **A.** Imagen tomada con aumento 5 X y nicoles cruzados. Sector de la muestra con textura porfírica. Los fenocristales están compuestos por plagioclasa, piroxeno y olivina. **B.** Microfotografía tomada con nicoles cruzados y aumento 10 X. En esta parte de la muestra la textura es seriada.

A pesar de los cambios en los tamaños de los cristales en la muestra, los porcentajes relativos reinantes en ella pueden simplificarse a los siguientes valores: la plagioclasa ocupa el 44 % de la muestra, el piroxeno el 33 %, la olivina el 20 % y los minerales opacos el 3 % restante.

Según la clasificación establecida por la IUGS, la roca se corresponde con el campo 10 del diagrama QAPF, es decir, el perteneciente a andesita/basalto. Esto es así debido a la presencia de plagioclasa como único mineral principal. Dentro de este campo, forma parte del grupo de los basaltos, debido a que los principales minerales máficos son piroxeno y olivina, la composición de la plagioclasa (Labradorita) y que el índice de color es de 56 %.

M 05 – Basalto tipo *pillow lava*(41° 09′ 41,76″ S; 71° 48′ 48,60″ O)

A modo de descripción macroscópica, es una roca volcánica de textura porfírica y color rojizo. Los fenocristales, que representan el 70 % de la roca, son de plagioclasa y tienen marcados rasgos de fluidalidad. Se encuentran levemente alterados y su color es castaño amarillento. En sectores, se agrupan dando como resultado arreglos circulares, “vórtices”. En otros, se disponen paralelamente entre sí. Su hábito es tabular y llegan a desarrollarse en su eje máximo hasta los 2 cm. La pasta, que ocupa el 30 % de la roca, es afanítica, rojiza y presenta vesículas. Éstas últimas ocupan el 30% de la roca.

Microscópicamente, esta muestra puede definirse como una roca volcánica hipocristalina de textura porfírica. Los fenocristales, que ocupan el 70 % de la totalidad de la roca, son de plagioclasa. La pasta, el 30 % restante, posee textura hialopilitica.

Los fenocristales de plagioclasa se extienden en su dirección de mayor desarrollo hasta los 1,5 cm. Son euhedrales, poseen su típico hábito tabular y marcada zonación.

La pasta, de textura hialopilitica, está constituida en un 60 % por vidrio volcánico. Los individuos cristalinos que la forman, poseen las siguientes relaciones porcentuales: un 35 % de plagioclasa, un 25 % de piroxeno, un 20 % de olivina y un 20 % de minerales opacos. Los microlitos tabulares de plagioclasa se extienden entre los 0,1 y 0,8 mm. Los individuos de olivina, de hasta 0,3 mm de diámetro, son anhedrales, presentan formas circulares equidimensionales, se encuentran fracturados y poseen alto relieve. Los de piroxeno también poseen alto relieve, hábito tabular y se extienden en tamaño hasta los 0,25 mm en su dirección de mayor desarrollo cristalino. En la pasta se observa alteración a óxidos de hierro, lo cual le otorga, en ciertas porciones, una tonalidad rojiza.

La moda total de la roca está representada en un 80 % por plagioclasa, un 8 % por piroxeno, un 6 % por olivina y un 6 % por minerales opacos.

Es posible distinguir vesículas y amígdalas, es decir, estructuras circulares rellenas en un 60 % por la misma pasta con textura hialopilitica, y en un 40 % sólo por vidrio o vacías. Su diámetro varía desde los 0,5 hasta los 1,8 mm. Ocupan aproximadamente el 30 % de la muestra y presentan alteración a óxidos de hierro en sus bordes.

Con respecto a la clasificación de la roca, según la IUGS, teniendo en cuenta que el único representante de los minerales principales es la plagioclasa, ésta resulta en el campo 10 del diagrama QAPF, una andesita/basalto. Dentro de este campo, forma parte del grupo de los basaltos, debido a la composición de la plagioclasa que la forma (Labradorita) y la presencia de olivina y piroxeno como principales minerales máficos.

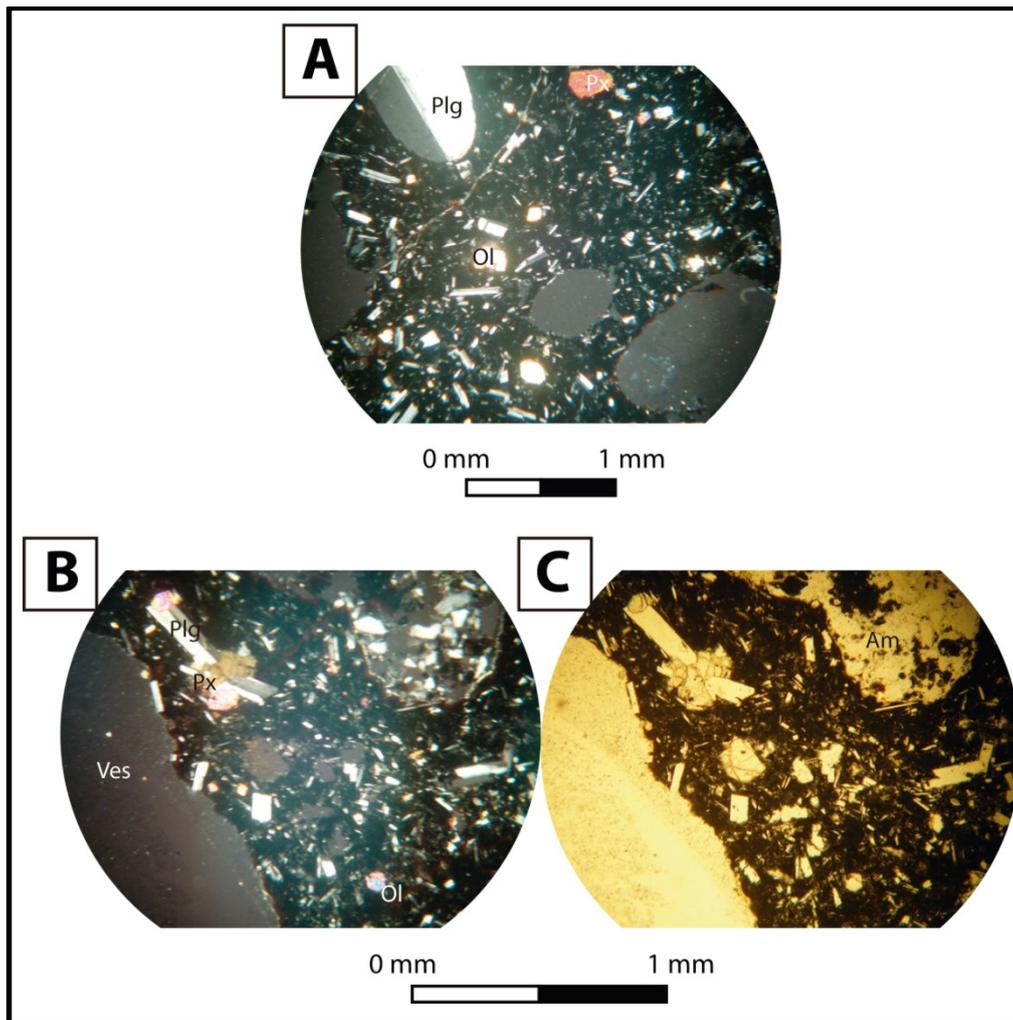


Figura 4.27. Microfotografías de la muestra M 05, roca volcánica de textura porfírica. **A.** Imagen tomada con aumento 5 X y nicoles cruzados. Los fenocristales son de plagioclasa. **B.** Microfotografía tomada con nicoles cruzados y aumento 10 X. La matriz está constituida por microlitos de plagioclasa, piroxeno, olivina y un importante porcentaje de vidrio. Su textura es hialopílitica. **C.** Imagen tomada con nicoles paralelos y aumento 10 X. En la matriz se observan amígdalas rellenas por el mismo material que forma la pasta y vesículas. Am: amígdala.

4.5 Depósitos cuaternarios

4.5.1 Depósitos glaciares

Los investigadores que identificaron y estudiaron los depósitos de origen glaciario en la región fueron Moreno (1899), Wherli (1899), Willis (1914), Caldenius (1932), Feruglio (1941), Flint y Fidalgo (1968), Fidalgo y Rabassa (1984), entre otros. Gracias a sus estudios se conoce su litología, distribución areal y edad.

Los depósitos glaciarios de la zona de estudio están constituidos por morenas terminales en el valle del río Frías (figura 4.1). Éstas se corresponden con acumulaciones que se preservan como lomadas vegetadas dentro del valle. Villalba *et al.* (1990) realizaron estudios con el fin de datar los depósitos morénicos de este valle y las oscilaciones de la actividad glaciaria durante el Holoceno. Las edades que obtuvieron se extienden entre los siglos XVII y XX.

4.5.2 Depósitos coluviales

Depósitos coluviales de talud observados en las laderas sur de los cerros Mar de Piedras y Constitución y en la ladera oriental del volcán Tronador, al sudoeste y noreste de la laguna del Alerce (figura 5.1).

4.5.2 Depósitos aluviales

Los depósitos aluviales agrupan depósitos de grava, arena y limo asociados a los cursos fluviales actuales. Además, dentro de esta unidad se incluyeron depósitos finos de mallines que abundan en la zona de estudio.

Este conjunto de depósitos se localiza en los márgenes de los ríos Frías al norte, Alerce al sur y en el centro del mapa, asociados a cursos intermitentes.

5. ESTRUCTURA

5.1 Antecedentes

A la latitud del presente estudio, el orógeno andino puede segmentarse en tres dominios: uno occidental, uno central y uno oriental (Bechiset *al.*, 2015; figura 5.1). El sector occidental está caracterizado por un alineamiento de los volcanes que constituyen la Zona Volcánica Sur a lo largo de la zona de falla Liquiñe-Ofqui (Lavenu y Cembrano, 1999; Rosenauet *al.*, 2006). El dominio central, que es el sector en el cual se localiza la zona objeto de análisis de este trabajo, presenta un estilo estructural de piel gruesa constituido por bloques de basamento levantados por fallas inversas de despeque profundo (Ramos y Cortés, 1984; Kleyet *al.*, 1999; Giacosa y Heredia, 2004). Por último, en el dominio oriental se observan rocas volcánicas y sedimentarias cenozoicas intensamente plegadas y falladas someramente, mostrando un estilo estructural de piel fina (González Bonorino y González Bonorino, 1978; Bechis, 2004; Giacosa et al., 2005; Bechis et al., 2014). Los sectores occidental y central presentan los niveles de exhumación más profundos, ya que en ellos afloran las rocas del basamento paleozoico superior y los plutones mesozoicos y miocenos.

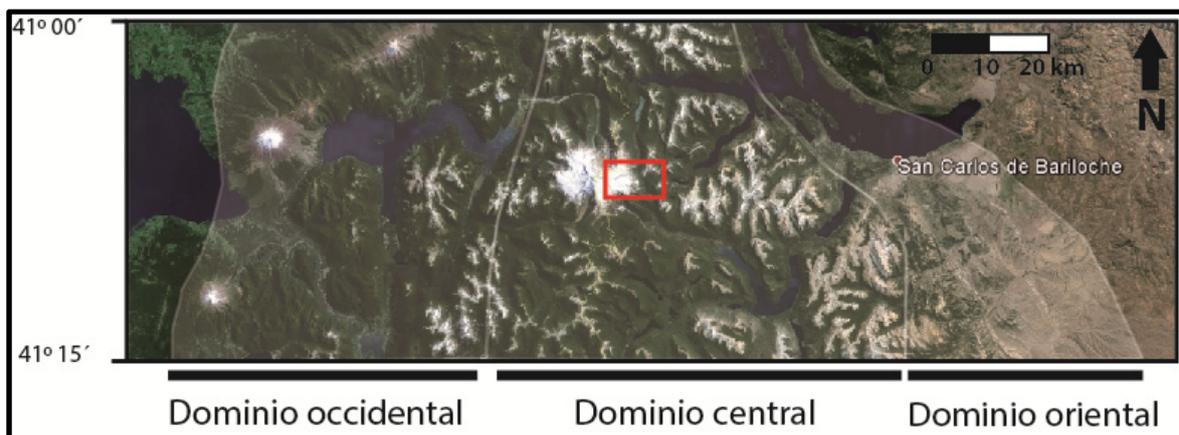


Figura 5.1. Ubicación de los dominios occidental, central y oriental entre los 41° y los 41° 15'. El presente estudio se encuentra enmarcado en rojo.

Ramos y Cortés (1984) plantean una completa recopilación de todos los avances realizados hasta el momento en el campo del conocimiento estructural de la Provincia de Río Negro. En este trabajo mencionan las contribuciones de geólogos como Wherli (el cual

dio a conocer un perfil estructural de la Cordillera de los Andes a la latitud de San Carlos de Bariloche, 1899), Wichmann (1934), Feruglio (1941), Dessanti (1972), González Bonorino (1973), González Bonorino y González Bonorino (1978), entre tantos otros. De esta forma, Ramos y Cortés (1984), en base a las investigaciones ya realizadas previamente, construyeron una interpretación tectónica de la geología y estructura regionales de la Provincia de Río Negro, contribuyendo con la determinación de una serie de eventos generadores y el reconocimiento de dominios tectónicos. Estos son: un dominio occidental producido por un régimen compresional que abarca el sector cordillerano y el extrandino inmediatamente adyacente, y un dominio oriental formado por un régimen traccional asociado al margen continental pasivo oriental y la apertura del océano Atlántico. El dominio occidental está constituido por la faja plegada y corrida ándica al oeste y por la antifosa (o cuenca) de Ñirihuau al este. La primera unidad estructural está comprendida entre el límite argentino-chileno y la longitud aproximada de las localidades de San Carlos de Bariloche y Ñorquinco y está caracterizada por ser una estructura de deformación compresiva definida por un sector interno con predominio de fallamiento inverso (corrimientos y retrocorrimientos) y uno externo (o frontal) con plegamiento dominante (Ramos y Cortés, 1984; Giacosa *et al.*, 2001; Giacosa y Heredia, 2004). La segunda unidad estructural, al este de la faja plegada y corrida, es una antifosa alargada y angosta de un ancho máximo de 50 km que presenta un perfil asimétrico, con sus máximas profundidades localizadas al pie del frente orogénico, conformando una cuenca de antepaís asociada al apilamiento tectónico del orógeno en formación al oeste.

Los autores hasta aquí mencionados destacaron la existencia de corrimientos y fallas con desplazamiento inverso como mecanismo genético para la construcción de la faja plegada y corrida norpatagónica. Diraison *et al.* (1998), en tanto, determinaron un régimen transpresivo de deformación a partir de la medición de la cinemática de fallas menores en la región de Bariloche, entre los 41° y los 42° S. Estos autores reafirman la importancia de los cabalgamientos y fallas inversas mayores de rumbo NO, pero destacan con no menor énfasis la existencia de fallas transcurrentes dextrales dispuestas submeridionalmente, subparalelas a la cordillera, y de juegos conjugados sinistral que se orientan sublatitudinalmente. De esta forma, distinguen un importante grado de particionamiento de la deformación, representado por el fallamiento transcurrente que detectan en sus análisis de campo, adjudicando el fallamiento de rumbo a la reactivación de estructuras extensionales paleógenas generadas en un ambiente de *back-arc*.

Con el objetivo de definir en términos generales la estructura regional y basándose en los trabajos de Ramos y Cortés (1984) y Cembrano *et al.* (1996), Kley *et al.* (1999) calculan por medio de una sección balanceada de aproximadamente 60 km a los 41° 15' S que la faja plegada y corrida a esta latitud conforma un cinturón angosto que

absorbe un 30% (24 km aproximadamente) de acortamiento. Además, destacan la importante zona de falla de rumbo que se dispone paralelamente al cinturón orogénico central en esta zona (Liquiñe-Ofqui).

Años más tarde, Giacosa y Heredia (2004) realizaron estudios geológicos y estructurales en esta región interpretando que el sistema de retrocorrimientos que se intercala con las fallas predominantes de vergencia este, fue originado por inversión tectónica de un sistema extensional mesozoico durante la compresión andina. Estos autores descartaron la idea de que la estructuración de la faja plegada y corrida de los Andes Norpatagónicos haya sido generada a través de fallamiento transcurrente, aseverando que los movimientos constructivos predominantes son inversos y perpendiculares al rumbo de las estructuras mayores (N con un leve desvío hacia una orientación NNO). Además, sobre la base de controles estratigráficos observados, propusieron que la deformación compresiva a la que se le atribuye la constitución del cinturón orogénico en cuestión, ocurrió en tres pulsos: el primero, durante el Eoceno Medio (Eoceno Inferior?), el segundo durante el Oligoceno superior tardío, y el tercero durante el límite Mioceno-Plioceno, con una reactivación posterior plio-pleistocena.

Posteriormente, Rosenauet *al.* (2006) propusieron un modelo para la deformación de la zona de intra-arco asociado a la zona de falla Liquiñe-Ofqui, entre los 38° y los 42° S en el dominio occidental. Describieron a esta zona de falla como un “sistema de zona de falla transcurrente de tipo SC” que acomoda parte de la convergencia oblicua entre las placas de Nazca y Sudamericana (figura 5.2). Para caracterizar los patrones de deformación supracorticales, jerarquizaron los componentes estructurales que conforman la zona de falla en cuestión, según su tamaño, en estructuras de primer, segundo y tercer orden. Las estructuras de primer orden constituyen lineamientos de cientos de kilómetros de largo; las de segundo orden pueden estar cinemáticamente asociadas a las de primer orden (estructuras en cola de caballo -*horsetails*-, *tailcracks*, fallas ramificadas -*splays*- y cuencas transtensivas de *pull-apart*) o pueden no estarlo (grábenes y acanaladuras de tensión - *tension gashes*). Dentro de estas últimas, es destacable el emplazamiento de volcanes alargados, alineados con fracturas, los cuales poseen orientaciones de rumbo N 60° E y de diques cuyas orientaciones predominantes son N, NE y NO. Las de tercer orden están conformadas por fallas de escala de afloramiento, con indicadores cinemáticos. El modelo obtenido plantea que la cizalla dextral paralela al margen continental se particiona en fallas conjugadas dextrales de rumbo NNE y fallas de rumbo sinistral con orientación NO. A partir del modelo cinemático propuesto, estimaron que la zona de falla Liquiñe-Ofqui habría absorbido desde el Plioceno 124 (+24/-21) km de desplazamiento dextral entre los 40° y los 42° S, y 67 (+13/-11) km entre los 38° y los 40° S, en forma de rotación de bloques pequeños (de unos pocos km² de área).

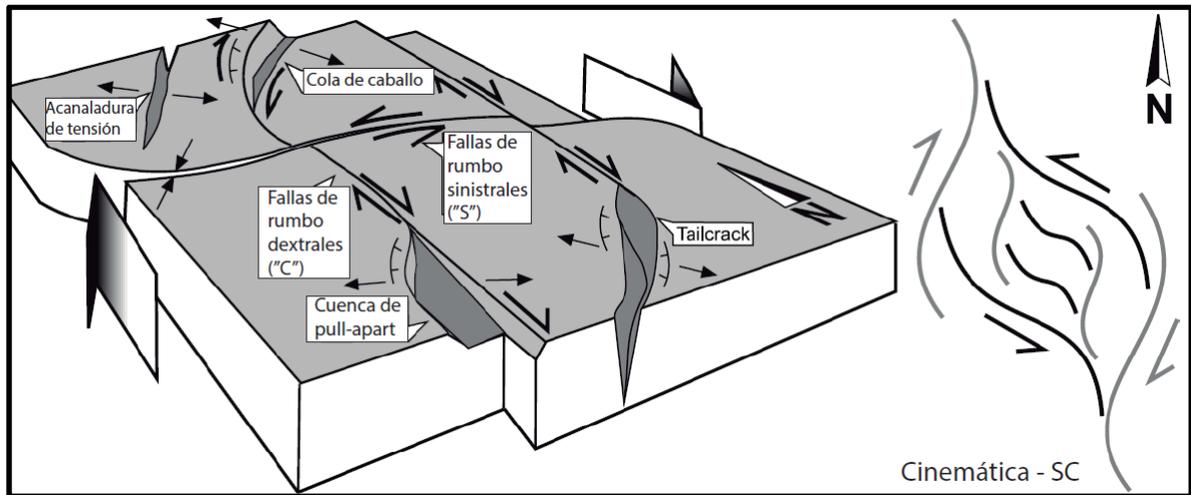


Figura 5.2. Modelo de un sistema de zona de falla transcurrente de tipo "SC", propuesto por Rosenau *et al.* (2006) para explicar la deformación en la zona del arco volcánico. Se observan las estructuras que componen al sistema: fallas de rumbo dextrales, fallas de rumbo sinistral transversales, fracturas en cola de caballo, de tensión y *tailcracks*.

Ortset *al.* (2015) realizaron cinco secciones estructurales transversales a la faja plegada y corrida norpatagónica, en el área del retroarco entre los 40° y los 43° 30' S, reconociendo un acortamiento máximo de 18,7 km (15,34 %) a los 41° 30' S (figura 5.3). Este máximo acortamiento coincide con la máxima progresión lateral hacia el este de la faja plegada y corrida, con los valores topográficos promedio máximos en la ladera oriental de los Andes (Tobalet *al.*, 2015), y con el afloramiento de las rocas comparativamente más resistentes a la erosión correspondientes con el basamento metamórfico y las rocas plutónicas jurásicas y miocenas que lo intruyen, es decir, con la presencia en superficie de los niveles estructurales más profundos de la región. La ocurrencia de afloramientos de granitoidescalcoalcalinos en la ladera oriental de este sector de los Andes, con edades de entre 20 y 11 Ma (Formación Coluco, Tabla 2), fue interpretado por Ortset *al.* (2015) como indicativo de una migración del arco magmático hacia el antepaís. Las características de la faja plegada y corrida y la migración del arco fueron interpretados por estos autores como resultado de una somerización del ángulo de subducción de la Placa de Nazca durante el Neógeno, sucedida por una verticalización de la misma alrededor de los 5 Ma.

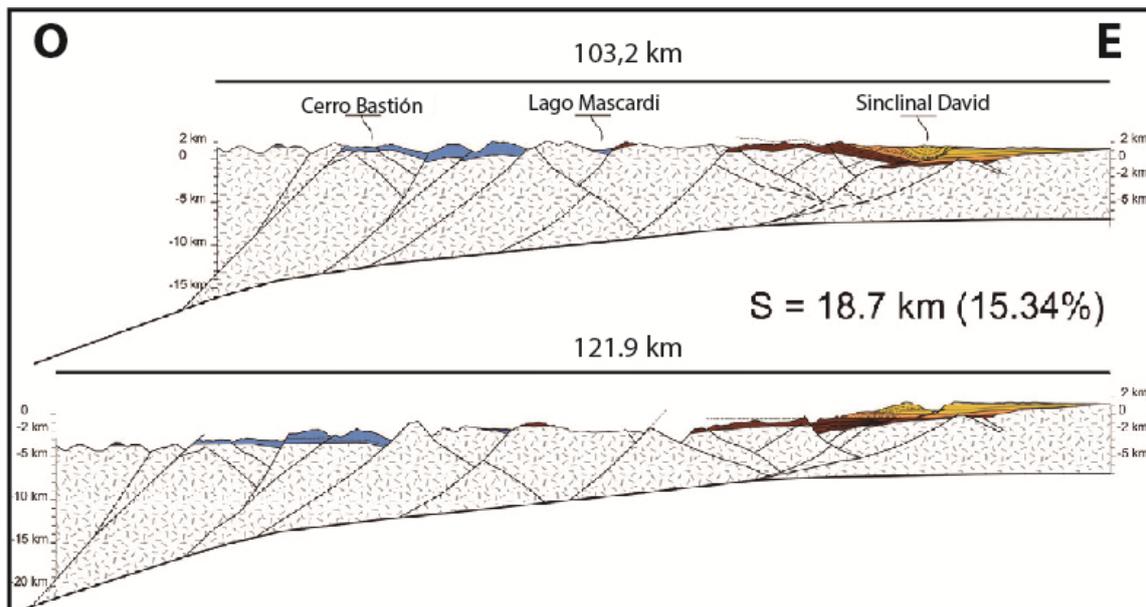


Figura 5.3. Sección estructural extraída de Ortset *et al.* (2015) realizada a los 41° 30' S. Con color azul se destacan los depósitos volcano-sedimentarios jurásicos, mientras que los colores marrones de diferentes tonalidades distinguen los depósitos volcano-sedimentarios del Cenozoico. El acortamiento máximo es $S=18,7$ km. La deformación es de piel gruesa y está compuesta por corrimientos principales de vergencia hacia el este y por retrocorrimientos menores con transporte opuesto.

En la zona del presente trabajo, Greco (1975) distinguió una serie de fallas supuestas con rumbos predominantes E-O, NO a NNO, y NE al este del volcán Tronador, en la zona comprendida entre el brazo Blest y el lago Martin. Por su parte, Mella *et al.* (2005) interpretaron una serie de rasgos lineales al norte y al oeste del volcán Tronador, de los cuales se pueden destacar conjuntos con orientaciones predominantes NNE a NE y E-O (con variaciones ONO y ENE). Bechiset *et al.* (2015) realizaron observaciones en el área delimitada por el brazo de la Tristeza y los lagos Moreno, Gutiérrez y Mascardi, identificando lineamientos de orientaciones NNE a ENE. Éstos, se corresponden con fallas de cinemática transcurrentedextral que afectan a rocas metamórficas paleozoicas y a intrusivos miocenos. Gracias al análisis de las relaciones de corte de estas estructuras, estos autores interpretaron que poseen edades homogéneas en conjunto, perteneciendo a la última fase de acortamiento del segmento andino en cuestión, la cual está acotada al Mioceno medio-tardío en el dominio oriental (Bechiset *et al.*, 2014). Además, es destacable que la orientación y cinemática de las fallas observadas es consistente con los modelos de deformación transpresiva propuestos por Diraison *et al.* (1998) y Rosenauet *et al.* (2006), sugiriendo que la cinemática transpresiva también caracterizó la deformación neógena del dominio central de los Andes Norpatagónicos a estas latitudes.

5.2 Metodología

El estudio estructural en este trabajo se llevó a cabo a dos escalas diferentes y con dos metodologías distintas de trabajo. El abordaje de menor escala consistió en el relevamiento en el campo de fallas menores y sus indicadores cinemáticos, mientras que el de mayor escala consistió en la interpretación de lineamientos en base a imágenes satelitales y modelos de elevación digital (DEMs). Debido a que ambos enfoques son complementarios, los resultados obtenidos fueron integrados e interpretados en conjunto, lo cual enriqueció el análisis estructural final.

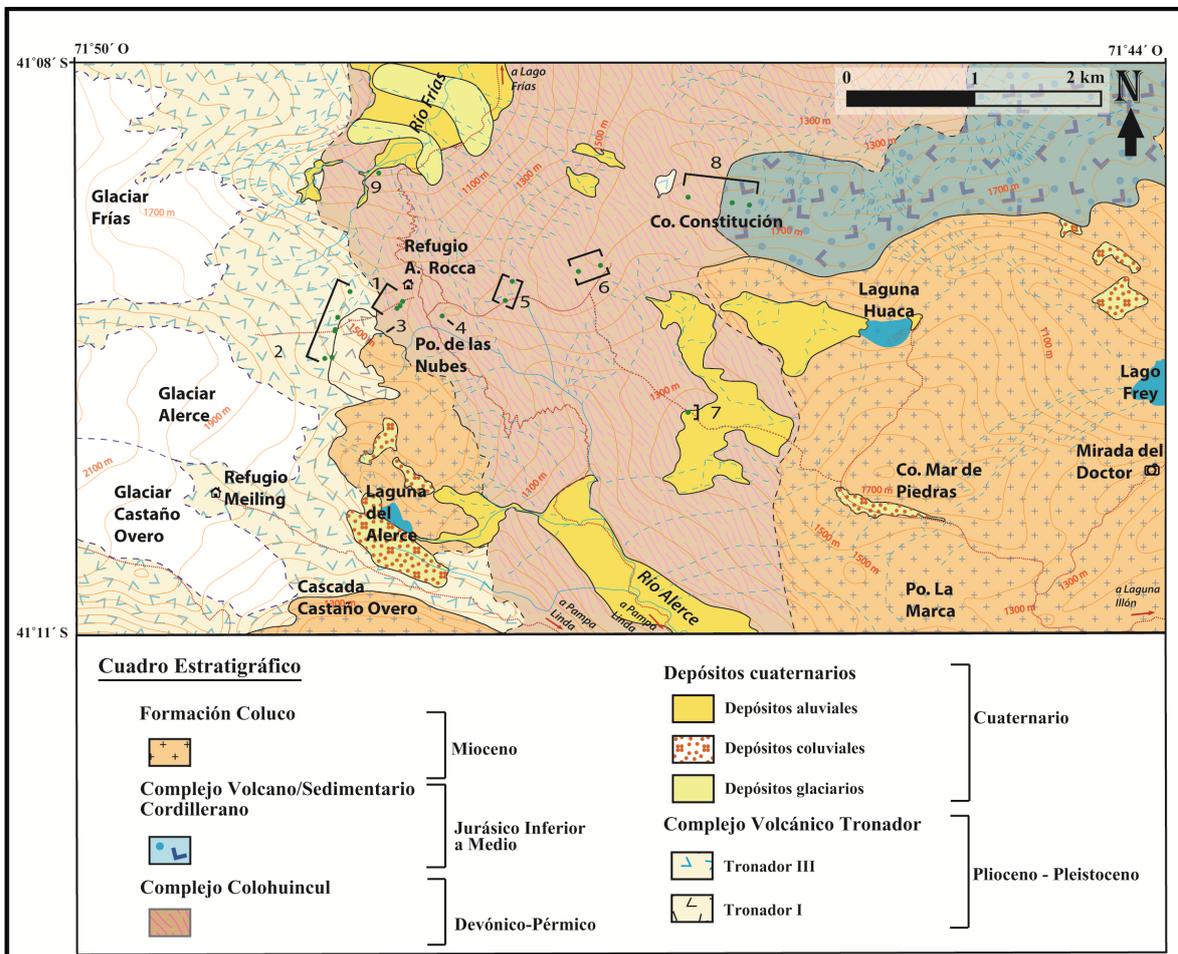


Figura 5.4. Mapa con las estaciones de medición de indicadores cinemáticos. Los sitios de relevamiento están indicados con puntos verdes y las estaciones con corchetes y números.

5.2.1 Análisis de estructuras de mesoescala

A lo largo de siete días de trabajo, se identificaron y estudiaron 36 fallas y zonas de cizalla dúctil de pequeña a mediana escala, de las cuales 25 afectan al basamento cristalino (correspondiente al Complejo Colohuincul), 7 al Complejo Volcánico Tronador y 4 a la Formación Coluco, la cual está compuesta por granitos y granodioritas miocenos pertenecientes al Batolito Patagónico. En todas ellas se midió el rumbo e inclinación del plano de cizalla, y en 21 se reconocieron indicadores cinemáticos, determinándose sentido y dirección del desplazamiento. Además, en diferentes sectores del Complejo Colohuincul se midió la actitud de la foliación, y se midió asimismo el rumbo e inclinación de las lavas y diques del Complejo Volcánico Tronador.

Las estructuras de mesoescala fueron medidas en 9 estaciones, abarcando la totalidad de las litologías aflorantes en la zona de estudio (figura 5.4). Para determinar la cinemática de las fallas y de las zonas de cizalla dúctil, se realizaron observaciones y mediciones en indicadores cinemáticos. Éstos pueden separarse en frágiles (véase figura 5.5) y dúctiles (véase figura 5.6). Entre los primeros, se reconocieron sobre los planos de falla estrías de movimiento (indican dirección de desplazamiento) y fracturas secundarias de Riedel (indican el sentido del movimiento). Entre los dúctiles, representados por sólo 3 de las 36 mediciones realizadas en este trabajo, se reconocieron venas sigmoides y colas de presión. Ambas permiten determinar dirección y sentido de desplazamiento.

Es destacable que estos indicadores cinemáticos presentaron una mayor preservación en el Complejo Colohuincul que en el Batolito Patagónico y las rocas del Complejo Volcánico Tronador. Con el objetivo de su reconocimiento, se acudió a los criterios postulados por Allmendinger (1999), Petit (1987) y McClay (1987).

Los indicadores cinemáticos fueron procesados con la ayuda de los programas *FaultKinWin 6*[®] (Allmendinger, 2013) y *Stereonet 9.5*[®] (Allmendinger, 2012). En primer lugar se corrigieron los rumbos medidos de acuerdo con la declinación magnética en la zona de estudio, la cual se corresponde con un valor aproximado de 7°, el cual debió sumarse a los datos recolectados. Luego, se ingresaron las mediciones referentes a las fallas y su cinemática, medidos en el campo, en el programa *FaultKinWin 6*[®]. Los datos fueron procesados utilizando el método gráfico basado en distribuciones estadísticas de Bingham (Marrett y Allmendinger, 1990) con el fin de obtener la orientación de los tres ejes principales del elipsoide de deformación (λ_1 , λ_2 y λ_3) para cada una de las estaciones. El método de Bingham consiste, inicialmente, en la construcción gráfica de los ejes principales de acortamiento y extensión incrementales (ejes P y T respectivamente) para una determinada población de fallas. Para cada falla existe un par de ejes de extensión y

acortamiento. Cada par de ejes, se halla contenido en el plano de movimiento que contiene el vector desplazamiento y el vector normal al plano de falla. Los ejes P y T se localizan a 45° de estos vectores, y la ubicación de cada uno de ellos depende del sentido del desplazamiento de la falla. Este método de distribución estadística permite calcular los máximos del conjunto de ejes P y T, obtenidos gráficamente de un grupo de datos cinemáticos. Gracias a este método, se determinaron los ejes principales del elipsoide de deformación, no sólo para las nueve estaciones, sino también para cada una de las agrupaciones de datos diferenciadas por su cinemática (fallas dextrales, sinistrales, normales e inversas). Las fallas normales e inversas se diferenciaron de las de rumbo utilizando como valor límite un valor de *rake* de 45° . El *rake*, también denominado hundimiento o cabeceo, representa el ángulo entre las estrías y la horizontal, medido sobre el plano de falla. Si en el plano de falla las estrías tienen más de 45° de separación con la línea horizontal de rumbo, entonces la falla se define como con un desplazamiento predominante normal o inverso, según corresponda. Si la separación sobre el plano de falla es menor, entonces se considera que la falla tiene un desplazamiento predominante de rumbo.



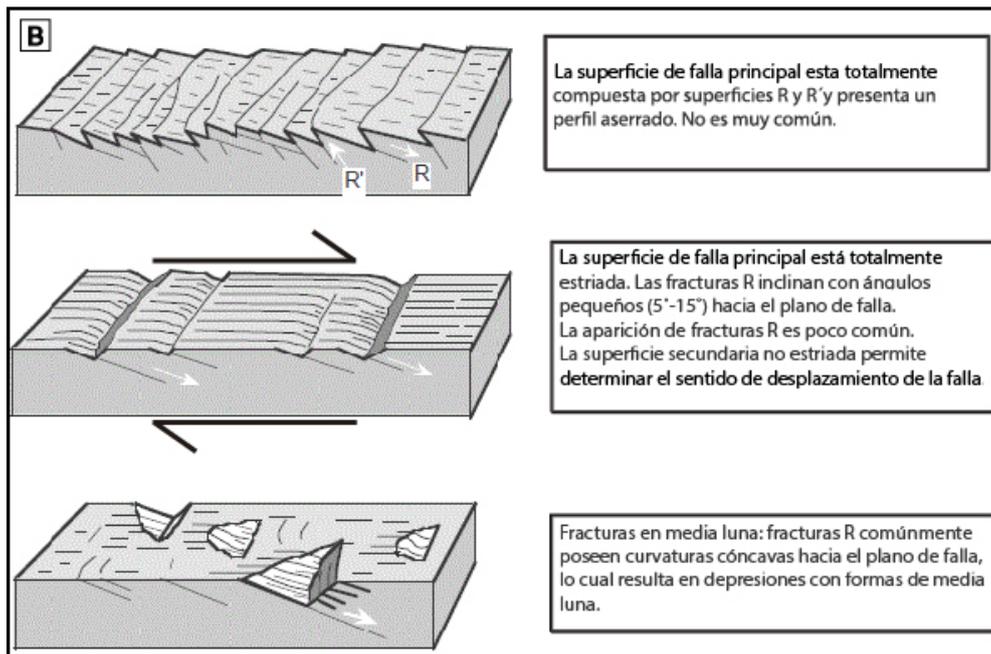


Figura 5.5.A. Indicadores cinemáticos frágiles (Complejo Colohuincul). En la imagen se observa un plano de cizalla con estrías de movimiento y fracturas secundarias. La cinemática del desplazamiento de la falla es sinistral. **B.** Diferentes tipos de indicadores cinemáticos tipo R (según Allmendinger, 1999).

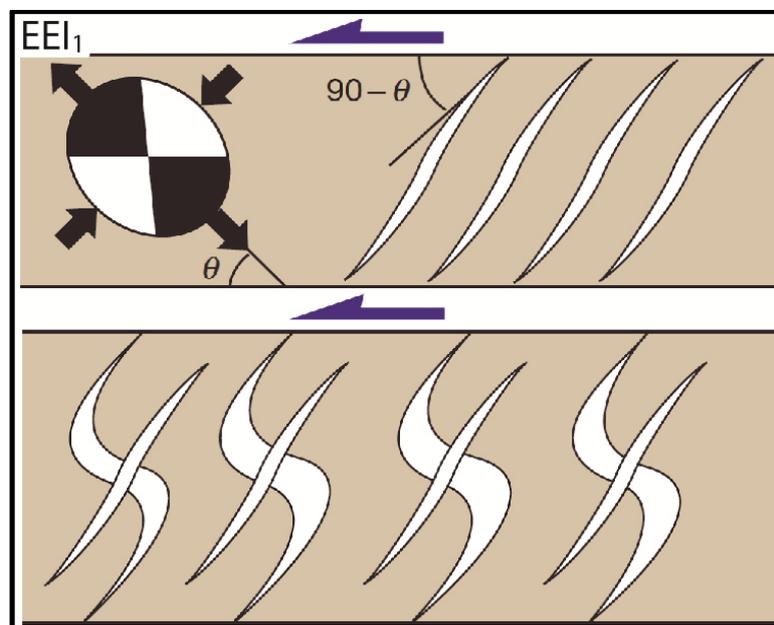


Figura 5.6. Indicadores cinemáticos dúctiles. Venas en echelon extensivas en una zona de cizalla. Se orientan perpendicularmente al eje de máximo estiramiento instantáneo. Al evolucionar el proceso de cizalla rotan tomando formas sigmoidales y pueden ser cortadas por nuevas venas. Su forma permite determinar el sentido de la cizalla (según Fossen, 2010).

En adición a representar los ejes principales del elipsoide de deformación, se calcularon y localizaron en los diagramas, los ejes P y T para cada una de las fallas y el desplazamiento relativo entre los bloques de las fallas y las zonas de cizalla dúctil. Todos estos datos se representaron agrupados según su cinemática (separando las fallas sinistralas, dextrales, normales e inversas) y según la litología a la que afectan.

Posteriormente, utilizando el programa *Stereonet 9.5*[®], se confeccionaron diagramas de tipo roseta para representar la distribución de los diques y la orientación de la foliación presente en el Complejo Colohuincul. De esta forma, se realizó un análisis estadístico con respecto a las actitudes más representadas en la zona, con el fin de otorgarles un significado dentro de la historia evolutiva de la región. Finalmente, se integraron todos los diagramas con el objetivo de elaborar un modelo de la evolución cinemática de la zona de estudio.

5.2.2 Análisis de lineamientos

Los lineamientos son rasgos topográficos rectos o aproximadamente rectos, distinguibles en imágenes de sensoramiento remoto o mapas topográficos. Sus orígenes son muy variados, ya que pueden representar la orientación de zonas de falla, de un arreglo sistemático de fracturas en el terreno, del grano estructural de las rocas que afloran, la distribución de intrusivos lineales, fisuras en rocas ígneas, rasgos topográficos con controles no estructurales y hasta construcciones humanas. Es por ello que es de suma importancia que el relevamiento de lineamientos vaya acompañado por trabajo y análisis en el campo.

En este estudio se identificaron una serie de lineamientos de pequeña, mediana y gran escala realizando observaciones en un modelo de elevación digital (DEM), en un mosaico de imágenes satelitales Landsat TM y en imágenes satelitales de alta resolución disponibles en la plataforma *Google Earth*[®].

Se llevaron a cabo dos mapas de lineamientos (en los cuales se incluye la zona de estudio y sus alrededores), acompañados con diagramas de tipo roseta. En uno de ellos, los lineamientos se clasificaron según su longitud. Se distinguieron tres grupos: los lineamientos de primer orden, constituidos por aquellos de más de 5 km, los de segundo orden, por aquellos entre 1,5 y 5 km y los de tercer orden, por los comprendidos entre 0 y 1,5 km. Cada uno de estos tres grupos se representaron en diagramas roseta. Además, los

lineamientos se dividieron en grupos teniendo en cuenta la litología a la que afectan. Los tres grupos resultantes también fueron representados en diagramas de tipo roseta. Estas clasificaciones y diagramas fueron realizadas con el programa *MatLab*®.

El objetivo de esta tarea es identificar si existieron una o más fases de deformación, acotar en lo posible sus edades, y determinar, junto con los estudios cinemáticos, el o los campos de esfuerzos a los que estuvo expuesta la región.

Para analizar el DEM, se utilizó el programa *Global Mapper 15*®. Éste posee una herramienta que permite variar la dirección de origen de la iluminación sobre la topografía, lo cual permite resaltar conjuntos de lineamientos con diferentes orientaciones, de forma que se logra destacar y, por lo tanto hallar rasgos lineales en el terreno que de otra forma serían más difíciles de divisar. La figura 5.6 muestra cuatro DEM's iluminados desde cuatro direcciones distintas con una luz proveniente desde un ángulo de 45° con la horizontal. El área presentada en las imágenes está localizada entre los 41° - 41° 15' S y los 71° 30' - 72° O, y dentro de ella se encuentra contenida la zona de estudio de este presente trabajo. Teniendo en cuenta que los rasgos lineales tienden a un máximo realce cuando se los ilumina desde un ángulo de 15° medidos en un plano horizontal, cada uno de los DEM's presentados en la figura 5.7 nos permitirá divisar lineamientos con diferentes orientaciones según el ángulo en que haya sido iluminado el terreno.

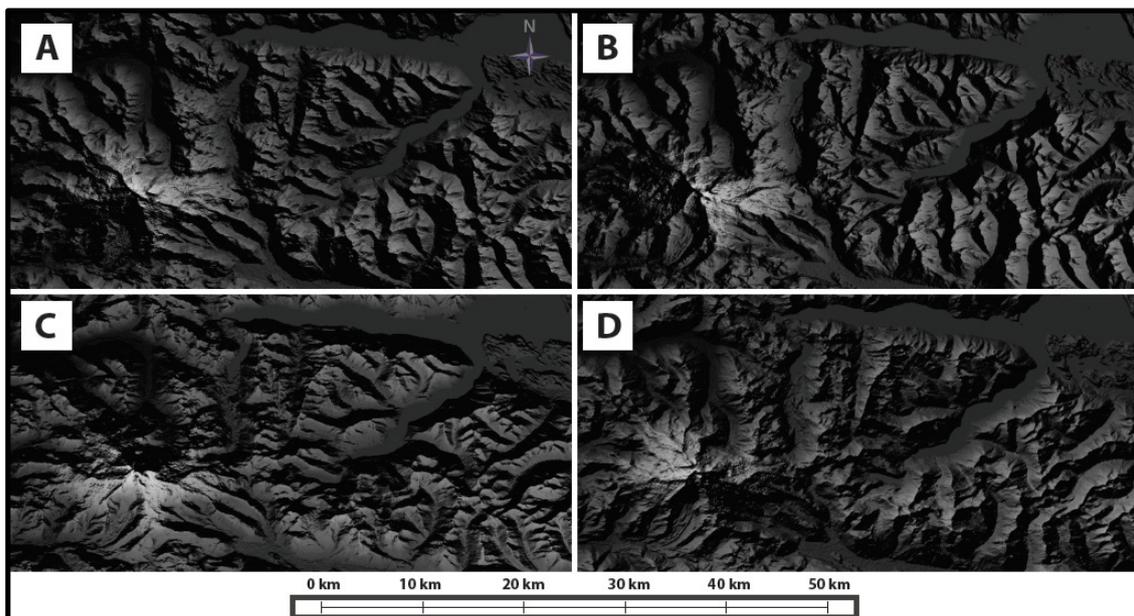


Figura 5.7. Modelos de elevación digital iluminados desde cuatro direcciones diferentes. **A.** Desde el NE, con un rumbo de 45°. **B.** Desde el E, rumbo de 90°. **C.** Desde el S, rumbo de 180°. **D.** Desde el NO, rumbo de 315°.

En el proceso de identificar e interpretar geológicamente lineamientos, es de suma importancia su reconocimiento y análisis en el campo. Es por ello que durante los días de relevamiento, se visitaron algunos de estos lineamientos y se constató su relación con fallas y zonas de cizalla. Gracias a ello, éstos pudieron ser utilizados como información de relevancia para la caracterización estructural de la zona de estudio, su interpretación y el conocimiento de su evolución a través del tiempo.

5.3 Resultados

En esta sección se presentan los resultados obtenidos gracias a los análisis estructurales realizados tanto en gabinete como en el campo. En primer lugar, se detallarán los resultados de la interpretación y estudio de lineamientos.

En el mapa de la figura 5.8 los lineamientos se clasificaron según sus longitudes en tres órdenes. Los de primer orden, es decir los de mayor longitud, son los que presentan extensiones de más de 5,0 km. Los de segundo orden son los intermedios y se encuentran comprendidos entre los 1,5 km y los 5,0 km. Los más pequeños, es decir los de tercer orden, son los menores a 1,5 km.

Se presentan cuatro diagramas de tipo roseta en los que se muestra la distribución de las orientaciones predominantes en la zona. El total de lineamientos con el que se trabajó es de 242. En el diagrama, se observan dos direcciones predominantes. La primera, en orden de importancia, está comprendida entre los rumbos ENE y ONO (conteniendo los intermedios E-O), disminuyendo en frecuencia de representación hacia la segunda dirección. El segundo conjunto posee un rumbo NNE. Al descomponer estos 242 lineamientos de acuerdo con su longitud, se obtuvieron tres agrupaciones con orientaciones predominantes similares, pero aún así con leves diferencias entre sí.

El grupo de lineamientos de primer orden es el menos numeroso (6 % del total) y está compuesto por un rumbo dominante E-O y tres conjuntos menores con igual número de estructuras cada uno de ellos. Sus orientaciones son: NNE, NNO y NO. El de segundo orden, con aproximadamente el doble de lineamientos que el anterior (14 %), está constituido por una dirección comprendida entre los rumbos ENE y ONO, con un máximo de estructuras orientadas de forma E-O, y por una segunda dirección menos abundante, de rumbo NNE. Por último, los lineamientos de tercer orden, los más abundantes con el 80 % de todo el conjunto, poseen las mismas orientaciones dominantes que las descriptas para la totalidad de las estructuras.

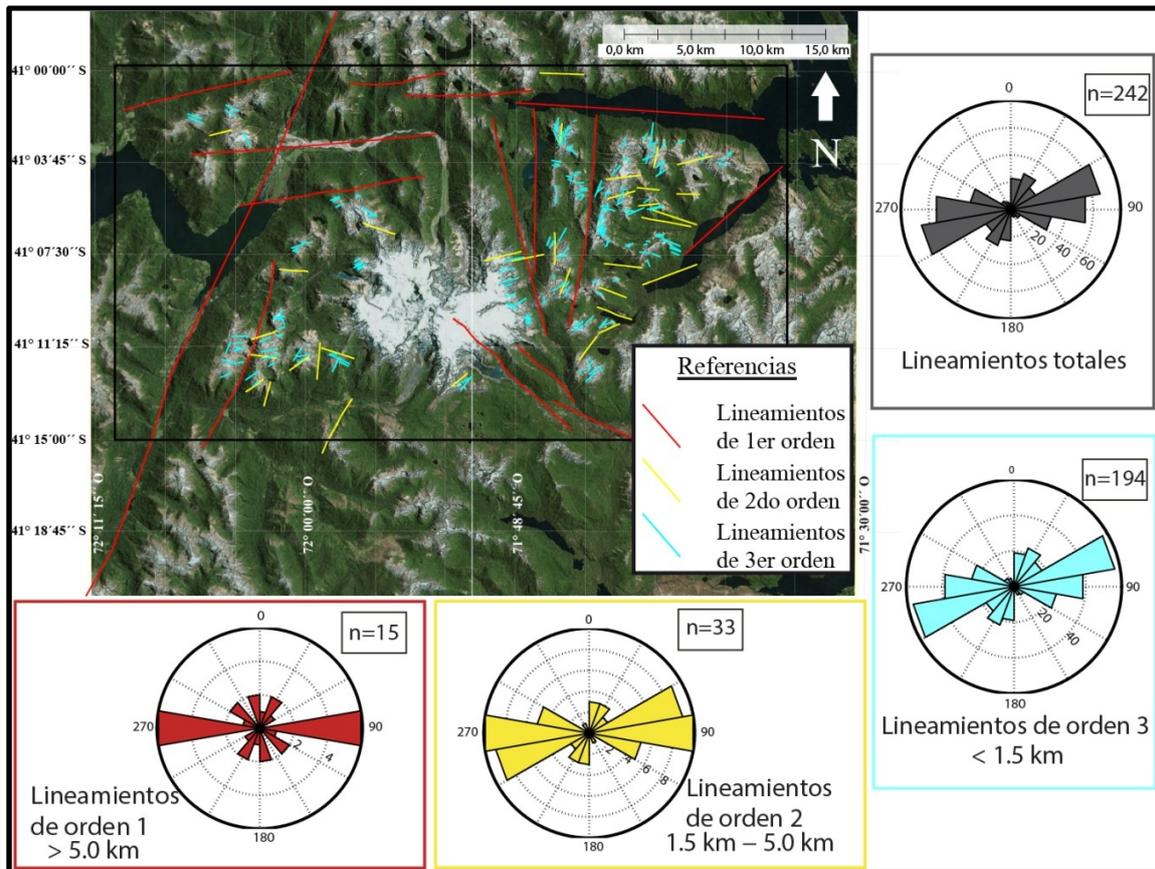


Figura 5.8. Mapa de lineamientos clasificados según su longitud.

En el mapa de la figura 5.9, los lineamientos se encuentran representados y clasificados según la litología a la que afectan y, a su vez, según su longitud. Se distinguen tres grupos: los que afectan a rocas metamórficas e ígneas paleozoicas y mesozoicas (Grupo 1, incluyendo al Complejo Colohuincul, al Batolito Patagónico Norte y al Complejo Volcano-Sedimentario Cordillerano del Jurásico), que son los más numerosos; los que se encuentran estructurando rocas plutónicas cenozoicas (Grupo 2, donde se destaca la Formación Coluco); y los que se observan en rocas volcánicas y sedimentarias cenozoicas (Grupo 3, dentro del cual se incluye el Complejo Volcánico Tronador), es decir los más escasos en la zona interpretada. Dentro de estos grupos, se realizó una subdivisión en estructuras de primer orden (> 5,0 km) y de segundo orden (< 5,0 km). En el caso de que un lineamiento afectara a más de una litología en su extensión, se lo incluyó en ambos grupos al realizarse los diagramas tipo roseta.

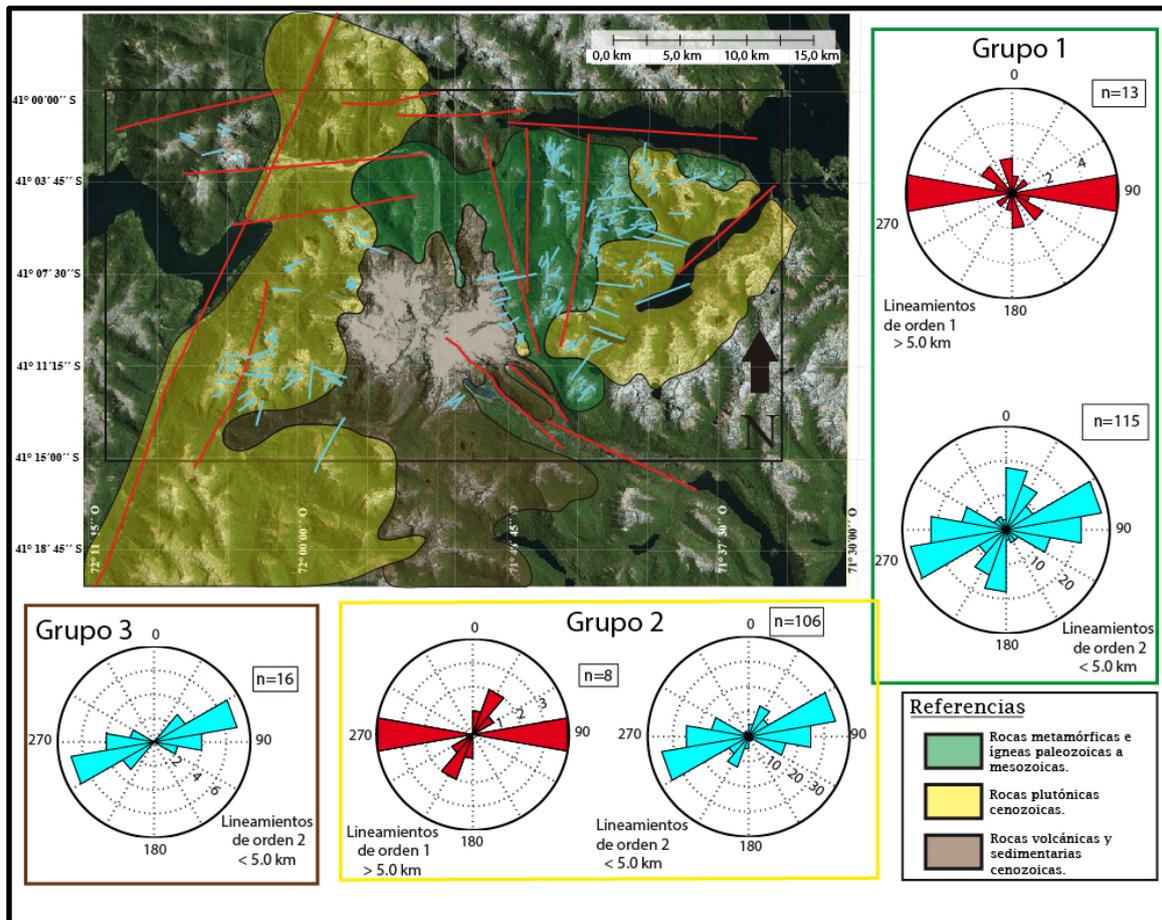


Figura 5.9. Mapa de lineamientos clasificados según la litología a la que afectan y según su longitud.

El Grupo 1 contiene en total 13 lineamientos de primer orden con una orientación predominante E-O y dos orientaciones menores con rumbos NNO y NO; y 115 lineamientos de segundo orden con una dirección dominante que se extiende entre un rumbo ENE y otro ONO (incluyendo el intermedio E-O), disminuyendo en abundancia de estructuras desde el primer hasta el segundo orden; y otra dirección menor con orientación NNE. El Grupo 2, representado por unos pocos lineamientos menos que el Grupo 1, está comprendido por estructuras de primer orden mayormente E-O y, en menor medida, NNE; y de segundo orden con dos orientaciones destacables: la de mayor importancia, se extiende entre los rumbos ENE y ONO disminuyendo su frecuencia de representación hacia el segundo orden; y la de menor importancia, con un rumbo NNE. Finalmente, el Grupo 3 contiene únicamente lineamientos de segundo orden con una orientación mayoritaria ENE.

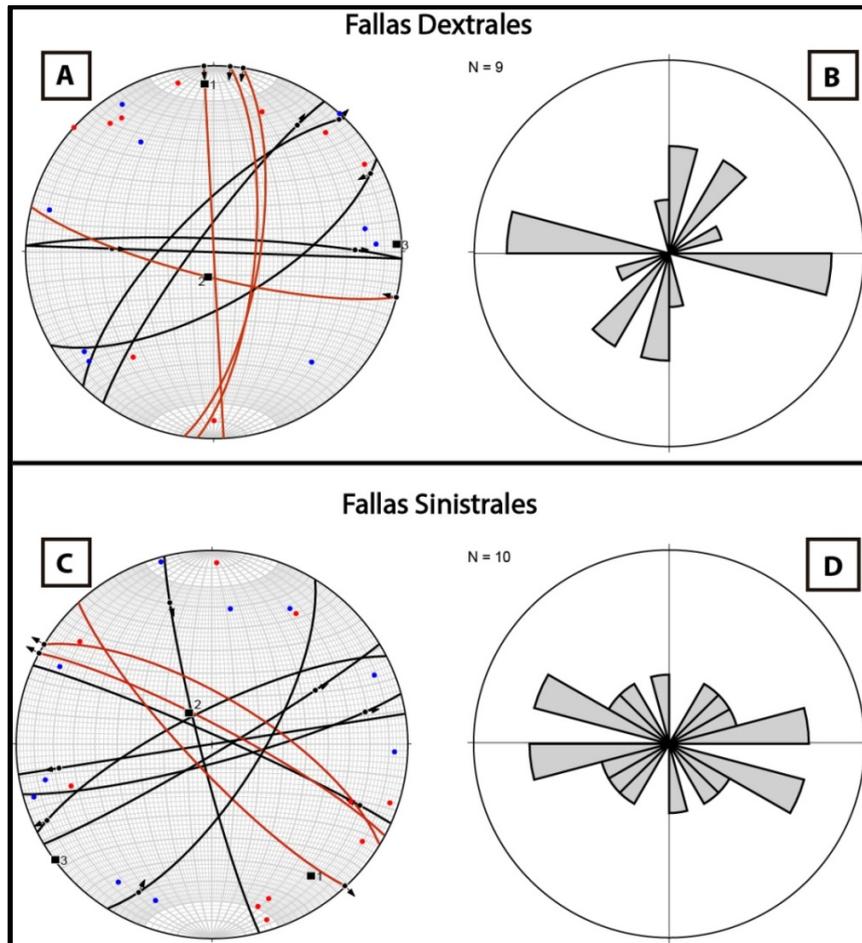


Figura 5.10. Fallas relevadas con desplazamiento predominantemente transcurrente. **A.** Fallas dextrales. **B.** Diagrama de tipo roseta conteniendo las fallas dextrales. **C.** Fallas sinistrales. **D.** Diagrama de tipo roseta conteniendo las fallas sinistrales. Los círculos máximos de color negro son las fallas donde pudieron reconocerse estrías y medir su *rake*. En las de color rojo se determinó la cinemática aparente (sin presencia de indicadores). Con puntos rojos se representaron los ejes de estiramiento de cada estructura. Con puntos azules, los ejes de acortamiento. También se representan los ejes principales del elipsoide de deformación calculados (1: eje máximo; 2: eje intermedio; 3: eje mínimo).

En cuanto a las estructuras identificadas en afloramiento, los datos y diagramas correspondientes a las nueve estaciones de medición están detallados en el Apéndice II: Datos Cinemáticos. Cuando se las agrupa según su cinemática, tanto las fallas dextrales como las sinistrales presentan una dispersión en sus orientaciones que puede caracterizarse por la presencia de dos direcciones predominantes (véase figura 5.10). En el caso de las dextrales, las dos direcciones son: E-O a ONO y otra que abarca desde un rumbo NNE hasta una orientación NE. Las sinistrales están compuestas por dos conjuntos: uno ENE y otro NO. De esta forma, se puede aproximar que ambos estilos cinemáticos se desarrollan en orientaciones sub-latitudinales.

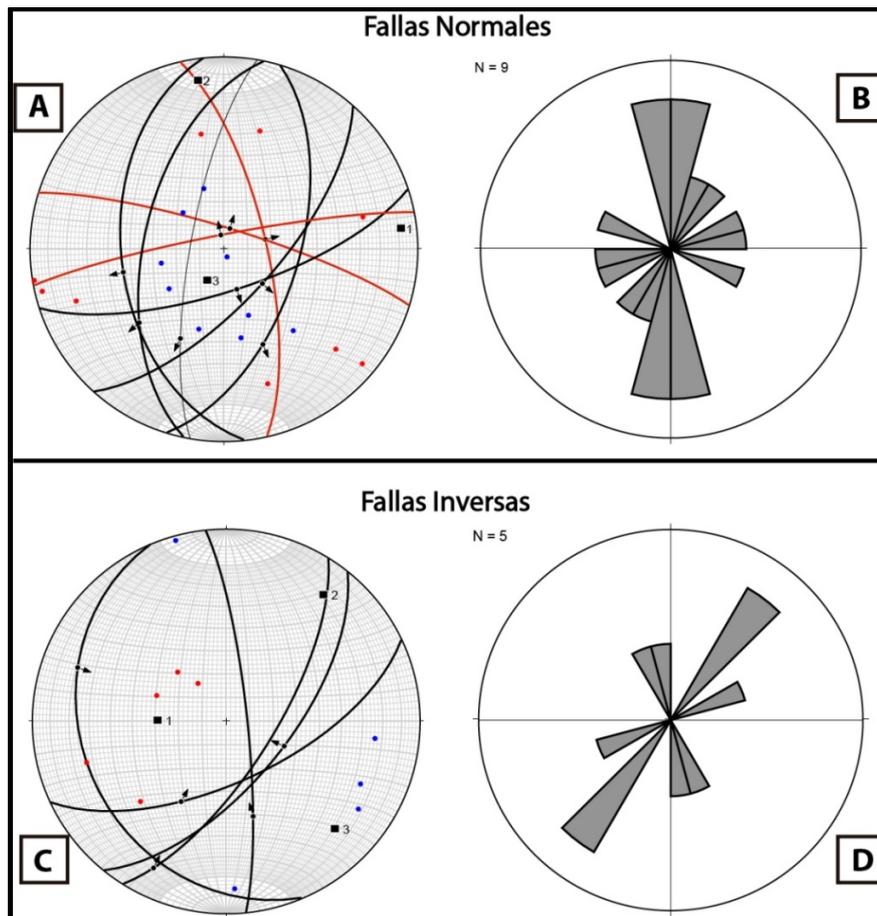


Figura 5.11. Fallas normales e inversas relevadas. **A.** Fallas normales. **B.** Diagrama de tipo roseta de las fallas normales. **C.** Fallas inversas. **D.** Diagrama de tipo roseta que contiene las fallas inversas. Los círculos máximos de color negro son las fallas donde pudieron reconocerse estrías y medir su *rake*. En las de color rojo se determinó la cinemática aparente (sin presencia de indicadores). Con puntos rojos se representaron los ejes de estiramiento de cada estructura. Con puntos azules, los ejes de acortamiento. También se representan los ejes principales del elipsoide de deformación calculados (1: eje máximo; 2: eje intermedio; 3: eje mínimo).

Por otro lado, las fallas con desplazamientos de componente de inclinación predominante poseen rumbos principales sub-meridianos. Esto puede observarse tanto en las fallas normales (mayormente de orientación N), como en las inversas con direcciones NNO, aunque en estas últimas se identifica también una población de fallas NE (véase figura 5.11). Sin embargo, es muy importante para el posterior análisis de esta última descripción enfatizar que el número de fallas con componente de inclinación dominante reconocido es reducido, como se indica en la figura (9 fallas normales y sólo 5 inversas).

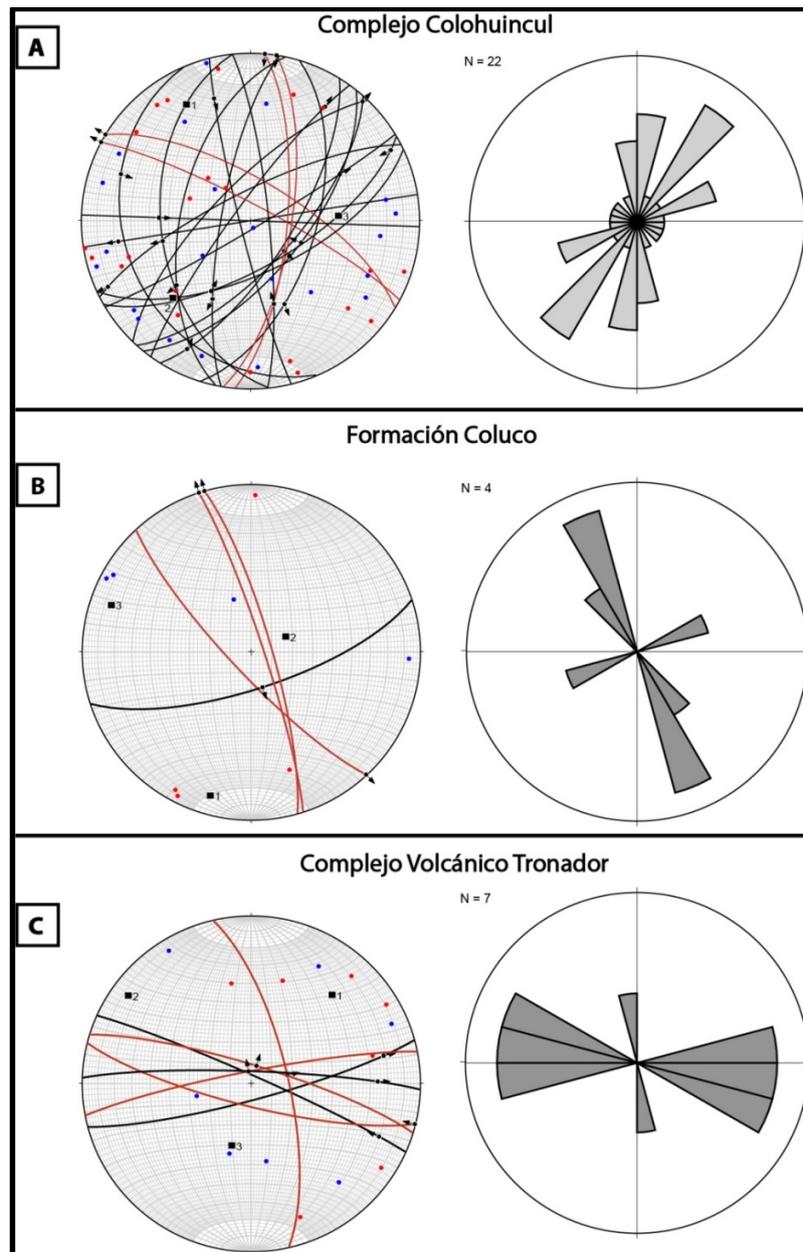


Figura 5.12. Estereogramas representando las fallas con datos de cinemática en: **A.** el Complejo Colohuincul, **B.** la Formación Coluco y **C.** el Complejo Volcánico Tronador. Cada estereograma está acompañado por diagramas de tipo roseta con la representación estadística de las orientaciones de las estructuras. Los círculos máximos de color negro son las fallas donde pudieron reconocerse estrías y medir su *rake*. En las de color rojo se determinó la cinemática aparente (sin presencia de indicadores). Con puntos rojos se representaron los ejes de estiramiento de cada estructura. Con puntos azules, los ejes de acortamiento. También se representan los ejes principales del elipsoide de deformación calculados (1: eje máximo; 2: eje intermedio; 3: eje mínimo).

Al analizar la distribución y orientación de las fallas aplicando un criterio litológico, puede observarse que el Complejo Colohuincul constituye, no sólo la litología que más estructuras contiene, sino también la que preservó los indicadores cinemáticos frágiles de mejor calidad (véase figura 5.12). Los rumbos más característicos dentro de estas metamorfitas paleozoicas son NE y, en menor medida N. Por otro lado, dentro de la Formación Coluco, las pocas fallas relevadas indican orientaciones NO, mientras que en el Complejo Volcánico Tronador las direcciones predominantes se acomodan en sentido aproximadamente E-O, registrándose solamente una falla de dirección NNO.

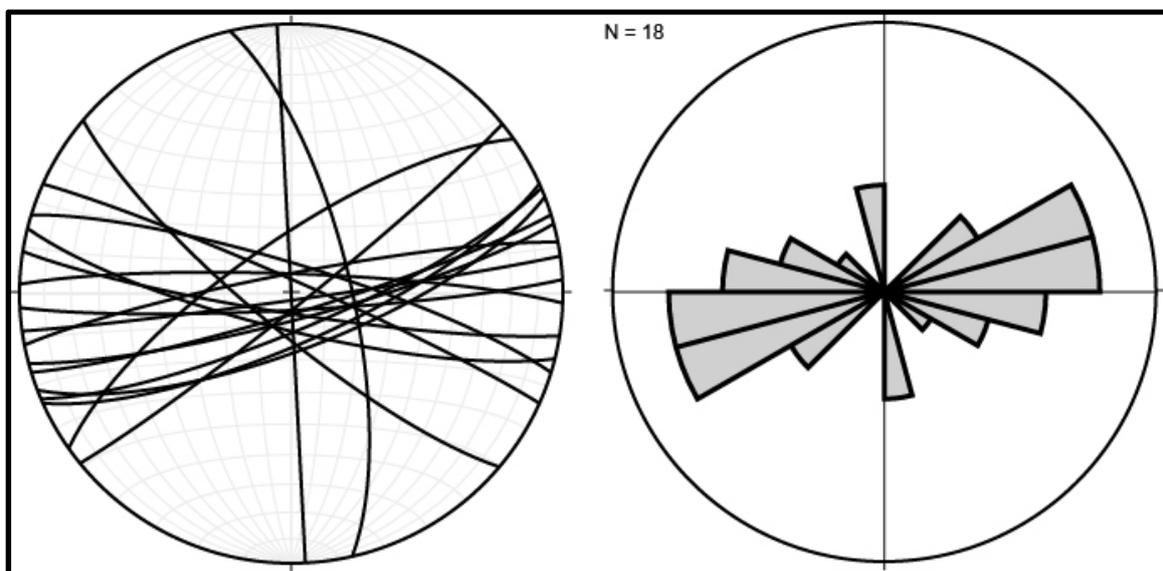


Figura 5.13. Fracturas que afectan al Complejo Volcánico Tronador.

Junto con los datos cinemáticos referidos a las rocas del Complejo Volcánico Tronador, se destaca la presencia de un número considerable de fracturas de rumbo predominantemente ENE (véanse figuras 5.13 y 5.14). Éstas se presentan en su mayoría abiertas, con desplazamiento aparente normal y, en algunos casos, cóncavas hacia el bloque colgante.

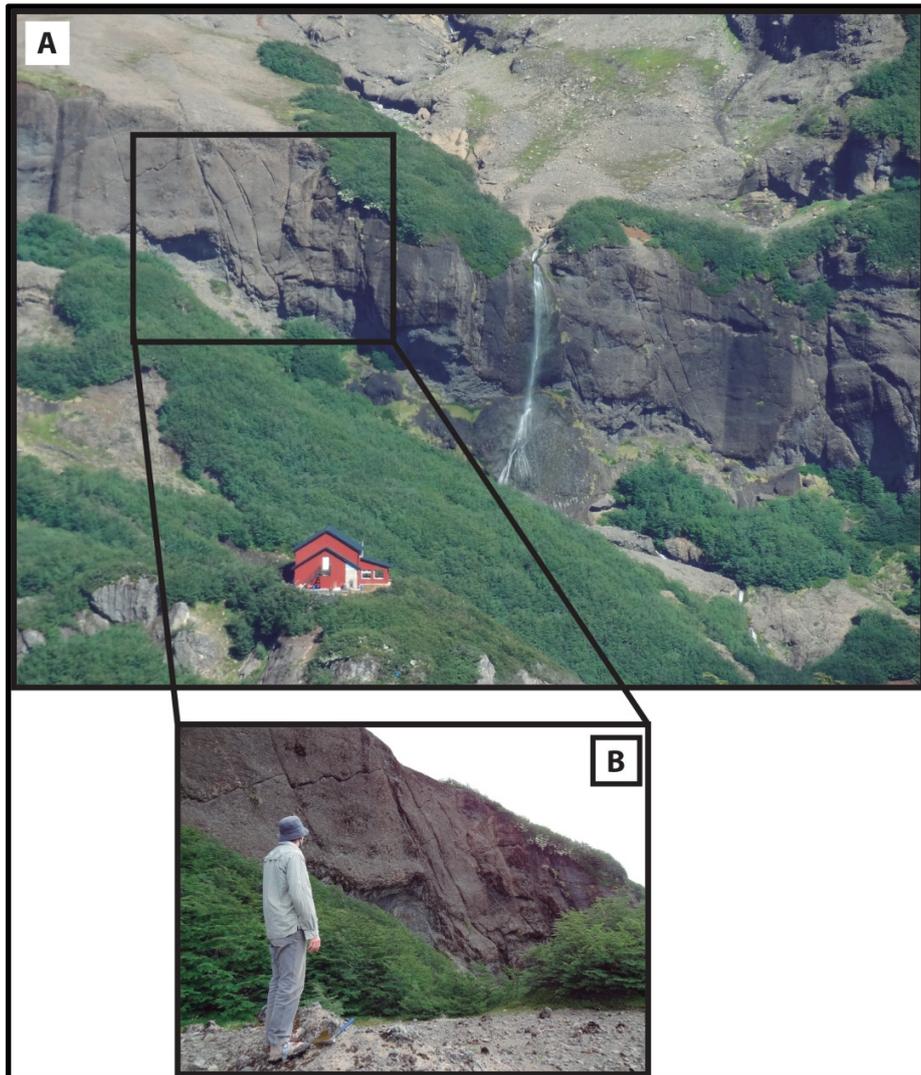


Figura 5.14. **A.** Imagen tomada desde el refugio A. Rocca hacia el norte. Se distinguen fracturas con desplazamiento normal y, en algunos casos, geometría cóncava hacia el bloque colgante (fallas normales lítricas). **B.** Acercamiento a las fallas delimitadas en la imagen A con un rectángulo negro.

Además, se realizaron 33 mediciones de la actitud de la foliación de las metamorfitas del Complejo Colohuincul (véase figura 5.15.A). Estas mediciones, conforman una homogénea familia de rumbo NNO y de inclinaciones también homogéneas con un valor promedio de 65° .

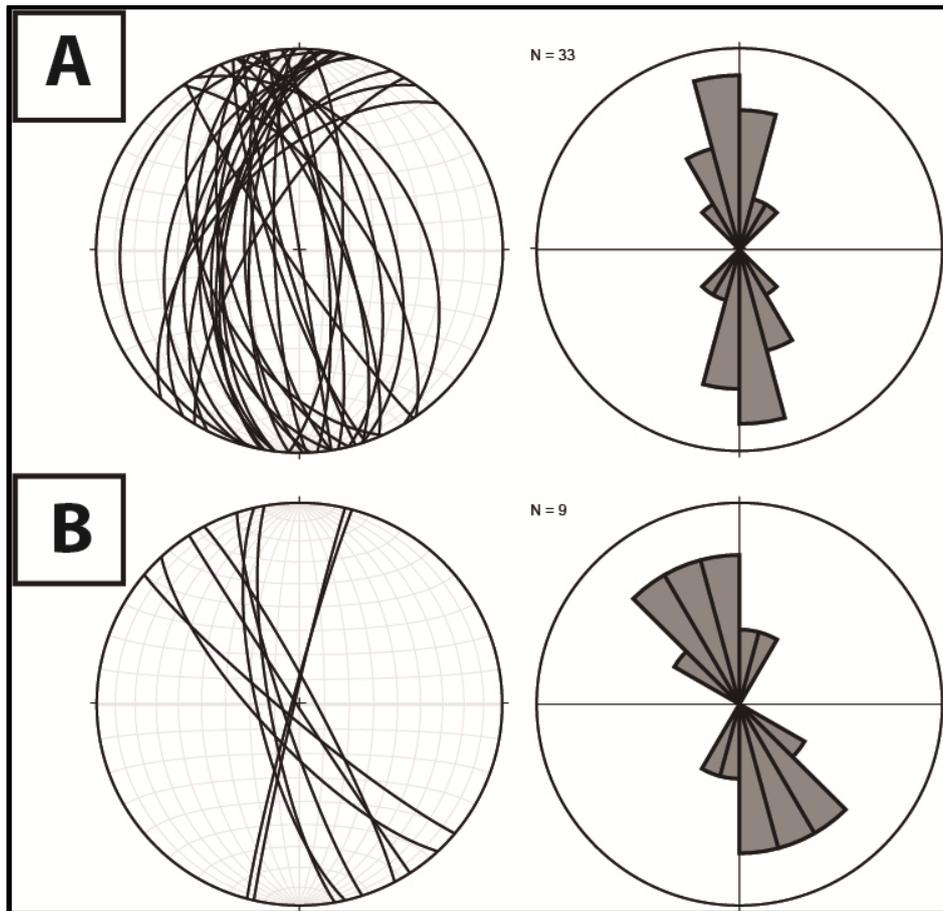


Figura 5.15. Orientaciones de **A.** foliación y **B.** diques. Cada uno de los estereogramas posee un diagrama de tipo roseta que lo acompaña.

Los diques relevados en este trabajo poseen rumbos NNO (figura 5.15.B) e intruyen tanto al Complejo Colohuincul como a la Formación Coluco. En los alrededores del Paso de las Nubes poseen textura porfírica, composición básica y en muchos casos se encuentran desplazados por fallas.

En la ladera occidental del cerro Constitución, se observan zonas de cizalla dúctil subverticales de rumbos NO que inclinan tanto hacia el NE como hacia el SO, las cuales presentan indicadores cinemáticos dúctiles (venas sigmoidales, sombras de presión, entre otros) y frágiles (venas desplazadas) que permiten inferir sentido de movimiento dextral (figura 5.16). Es destacable, sin embargo, la presencia de otra familia de indicadores superpuesta a la primera, de sentido sinistral. Estas rocas poseen foliación y pueden ser clasificadas como protomilonitas. Están caracterizadas por ser de grano grueso, con cirstaloblastos rotados formando sombras de presión y en muchos casos, fracturados. La matriz es de color negro verdoso y presenta foliación.

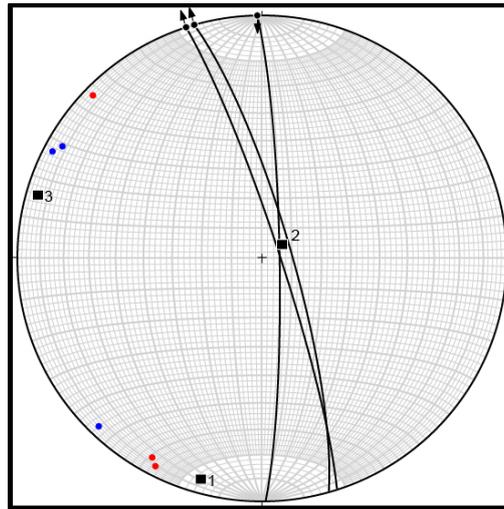


Figura 5.16. Datos de zonas de cizalla dúctiles relevadas en los afloramientos del Complejo Colohuincul ubicados en el cerro Constitución.

5.4 Discusión

La zona de estudio presenta un sistema de esfuerzos regional condicionado por el sistema subductivo entre las placas Nazca y Sudamericana, con una convergencia oblicua de orientación N 78° E (figura 3.3; Somoza, 1998). Además, al oeste de la zona de estudio se desarrolla la zona de falla Liquiñe-Ofqui, que presenta una cinemática transcurrentedextral y ha sido notablemente influyente en el desarrollo evolutivo tectónico y estructural de la región. En base a estos elementos, se testeó la hipótesis de que las estructuras observadas en la zona de estudio (lineamientos y fallas de mesoescala) se hubieran formado en un régimen tectónico transcurrente (σ_1 y σ_3 horizontales, y σ_2 vertical), con un σ_1 con dirección ENE paralelo a la dirección de convergencia.

Se comparó la orientación y cinemática de las fallas de mesoescala y los lineamientos interpretados con el modelo conceptual de estructuras asociadas a sistemas transcurrentes propuesto por Harding (1974 en Rossello, 2001, figura 5.17). Las fallas dextrales y sinistralas relevadas poseen rumbos aproximadamente perpendiculares entre sí. Por un lado, las fallas dextrales se orientan NNE a NE, pudiendo ser interpretadas como fallas sintéticas "P" y "R" y fallas paralelas a la zona de desplazamiento principal "Y" del modelo, respectivamente. A su vez, las fallas sinistralas poseen rumbos E-O y ONO a NO, por lo que pueden interpretarse como fallas conjugadas antitéticas "R'" y "X". También se registraron fallas con desplazamiento normal de orientación ENE (suman tres fallas que afectan a la Formación Coluco y al Complejo Volcánico Tronador), y de desplazamiento

inverso con orientaciones NNO (suman dos que afectan al Complejo Colohuincul). Las primeras son aproximadamente coaxiales al σ_1 inferido, mientras que las segundas perpendiculares al mismo, conformando estructuras extensionales y compresivas respectivamente.

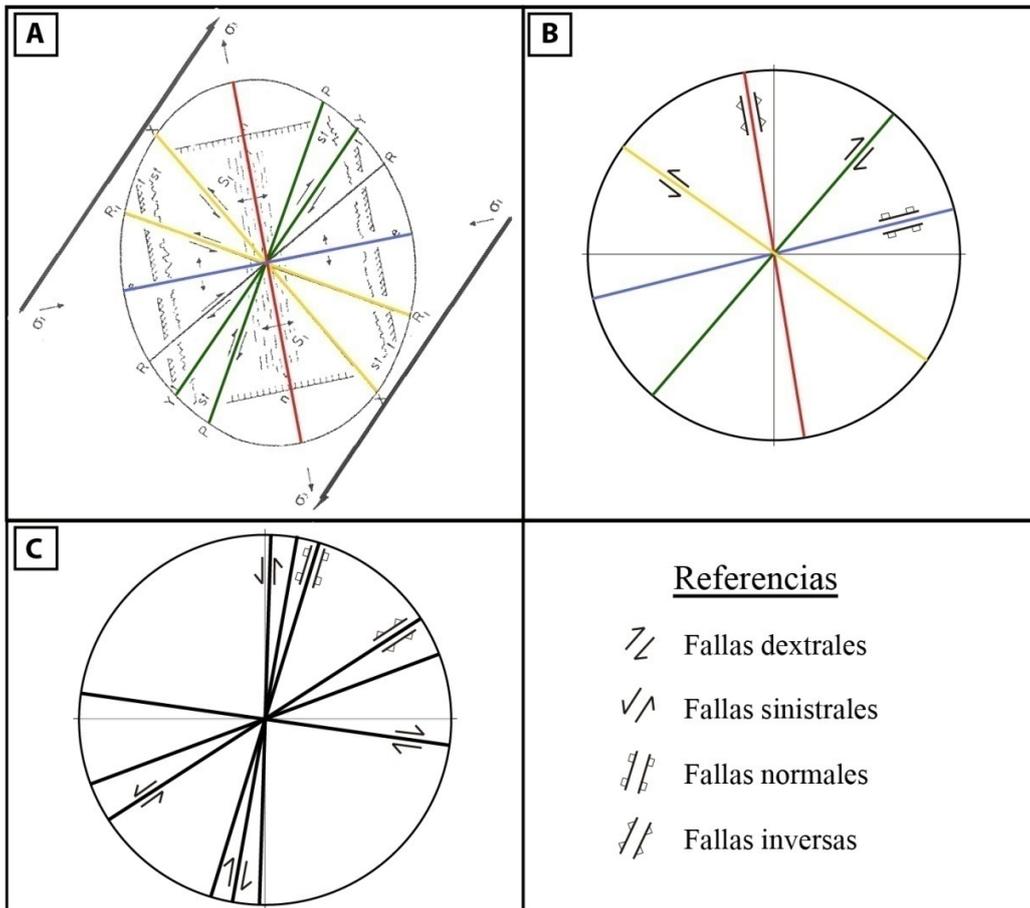


Figura 5.17.A. Esquema del sistema de esfuerzos y de la distribución de las fallas y estructuras secundarias en una zona de cizalla transcurrente (Harding, 1974 en Rossello, 2001). La disposición del esquema fue alterada de forma que los ejes principales de esfuerzo coincidieran con los de la zona de estudio de este trabajo. **B.** Figura mostrando fallas transcurrentes y con desplazamiento con componente de inclinación que se ajustan al modelo de Harding (1974 en Rossello, 2001). **C:** Fallas transcurrentes y con desplazamiento con componente de inclinación que no se ajustan al modelo.

Además, debe destacarse que las fallas normales y transcurrentes con orientaciones sub-latitudinales (E-O y cercanas) son coaxiales con distintos rasgos estructurales y morfológicos distintivos, característicos de la región. En primer lugar, con la mayor parte de los lineamientos (figuras 5.8 y 5.9) y con las fracturas extensionales que afectan al Complejo Volcánico Tronador (figura 5.13) presentados en este estudio. Otros

rasgos correlacionables están comprendidos por numerosos volcanes de morfología elongada en dirección ENE mencionados por Rosenauet *al.* (2006) al oeste de la zona abarcada en este trabajo, y por la presencia de numerosas fracturas extensionales E-O a ENE asociadas a flujos lávicos básicos en Chile (Cembrano y Lara, 2009). Todas estas estructuras son sub-perpendiculares al eje principal σ_3 . La relevancia de estructuras ENE con cinemática dextral fue analizada recientemente utilizando modelos numéricos (Stanton-Yongeet *al.*, 2016), destacando su importancia al absorber parte de la componente de convergencia paralela al margen.

Los lineamientos ENE a E-O son los más numerosos (suman aproximadamente 180), afectan a todas las unidades y se correlacionan en función a su orientación común con fallas menores de cinemática dextral, sinistral y normal, además de mostrar la misma orientación que las fracturas sub-latitudinales que afectan al Complejo Volcánico Tronador. Los lineamientos de rumbo NNE (aproximadamente 50) afectan al Complejo Colohuincul y a la Formación Coluco; con igual orientación se han identificado dos fallas menores de cinemática dextral y dos normales. Los lineamientos de rumbo NNO y NO (son cuatro y de primer orden), afectan al Complejo Colohuincul (Grupo 1 en la figura 5.9) y se correlacionan con fallas sinistral, inversas y zonas de cizalla dúctil. Se los interpreta en este trabajo como asociados al grano estructural de las metamorfitas paleozoicas, ya que la foliación presenta rumbo predominante NNO, y pudo haber funcionado como un conjunto de discontinuidades que se reactivó durante la estructuración de esa familia de lineamientos. Con respecto a sus edades relativas de estructuración, pueden distinguirse dos familias de lineamientos. La más antigua es NNO a NO y NNE y afecta a las unidades Complejo Colohuincul y Formación Coluco, por lo que posee una edad mínima pre-pliocena (mayor a $3,2 \pm 2,0$ Ma, Rabassaet *al.*, 1986, véase tabla 3). La más joven es ENE a E-O y afecta a todas las unidades, incluyendo el Complejo Volcánico Tronador, por lo que su edad es pleistocena-holocena (menor a $0,34 \pm 0,04$ Ma, Mella *et al.* 2005, véase tabla 3).

El grano estructural del basamento metamórfico está caracterizado por una foliación de rumbo predominante NNO, aunque también NNE en menor medida. Ésta podría haber funcionado como un condicionante para que las fallas sinistral de rumbo NNO y las normales NNE se orientaran en esas direcciones, no respondiendo directamente al régimen tectónico transcurrente planteado (figura 5.17.C). Es decir, que las fallas de mesoescala podrían haberse generado a partir de la reactivación frágil de los planos de foliación previos bajo el nuevo régimen de esfuerzos.

Las fallas dextrales ONO no son consistentes con el modelo planteado. Se trata de una falla que afecta al Complejo Colohuincul y dos que afectan al Complejo Volcánico

Tronador. La primera puede corresponderse con un régimen de esfuerzos pre-andino, diferente al evaluado en este trabajo. Con respecto a las que afectan al Complejo Tronador, una de ellas se ubica al oeste del Paso de las Nubes y la otra al oeste del refugio A. Rocca; ambas afectan a la unidad Tronador III. En estas últimas los indicadores medidos eran poco claros, y por lo tanto no son tenidas en cuenta para la interpretación. Estas estructuras podrían formar parte del conjunto de fallas que acomodan transcurrencia en una dirección subparalela a la dirección de la convergencia.

Para finalizar, cabe mencionar que no se encontraron evidencias de la presencia de una falla inversa de gran escala como el Corrimiento Tronador, cuya traza fue interpretada por Giacosa *et al.* (2001) y Giacosa y Heredia (2004) como parcialmente coincidente con el valle de los ríos Frías y Alerce.

6. EVOLUCIÓN

En esta sección se desarrollará la historia evolutiva desde el punto de vista tectónico de la zona de estudio, realizando con ese fin un análisis integrador de la estratigrafía y las estructuras que afectan a las distintas unidades aflorantes. El área estudiada está compuesta por tres unidades: el Complejo Colohuincul, representante del Paleozoico superior; el Complejo Volcánico-Sedimentario Cordillerano, de edad jurásica; la Formación Coluco, ubicada en el Mioceno; y el Complejo Volcánico Tronador, localizado en el Plioceno-Pleistoceno.

El Complejo Colohuincul está constituido principalmente por rocas metamórficas de grados bajo a intermedio, foliadas en una orientación predominante NNO en la zona de este estudio. Se pueden distinguir algunos representantes intrusivos también foliados, pero estos constituyen una pequeña fracción dentro del complejo en la zona comprendida por este trabajo. Sus rocas se muestran deformadas tanto frágil como dúctilmente. Pankhurst *et al.* (1992), a latitudes cercanas a las de este estudio, interpretaron este complejo como un complejo acrecional que comenzó a desarrollarse con una importante extensión a lo largo de la costa oeste del sur de Chile. Ramos (2008), por su parte, lo interpretó como parte de un arco magmático y su roca de caja (*Western Magmatic Arc*). Cabe destacar que este segmento de la Cordillera de los Andes estuvo incluido, hacia fines del Paleozoico, en el margen proto-Pacífico de Gondwana (Pankhurst *et al.*, 1992), por lo que formó parte de la región que se vio afectada por la constitución y el posterior desmembramiento de Pangea. Este complejo, en afloramientos ubicados hacia el este del área abarcada en este trabajo, presenta grados intermedios y elevados de metamorfismo y está comprendido, en términos generales, por rocas metasedimentarias e ígneas foliadas. Habría sido afectado por dos eventos metamórficos, uno de alta presión devónico-carbonífero que habría estado relacionado con la colisión de Chileña contra el margen sudoccidental de Gondwana, y otro pérmico bajo condiciones de presión intermedias a bajas (García Sansegundo *et al.*, 2009; Martínez *et al.*, 2011). Esta interpretación contrasta con la propuesta anterior de Ramos (2008), que propone que el sector norte de la Patagonia es un terreno alóctono que colisionó contra Gondwana en el Pérmico.

Durante el Jurásico y hasta el Cretácico Temprano, esta región funcionó como una importante cuenca extensional o transtensional, donde se depositaron las rocas del Complejo Volcano-Sedimentario Cordillerano (Greco, 1975; Diez y Zubia, 1981; Giacosa *et al.*, 2001; Tobal *et al.*, 2012). En el área estudiada en este trabajo, esta unidad se

encuentra representada únicamente por coladas andesíticas subhorizontales. Esta cuenca habría tenido una extensión regional y su límite oriental coincide con el corrimiento López, falla normal interpretada como invertida durante el Cenozoico (Giacosa *et al.*, 2001). Su desarrollo es previo al ciclo andino y habría estado ligado a estructuras de tipo *horst* y *graben* (Giacosa *et al.*, 2001).

La subducción actual en el margen occidental de Sudamérica se habría instaurado en el Jurásico, en un comienzo asociada a extensión debido a una velocidad de *roll-back* negativa (Ramos, 1988) y continuó en el Cretácico bajo condiciones compresivas, gracias a la inversión de la velocidad de *roll-back*, positiva durante este período. Fue así que se implantó el régimen compresivo correspondiente con el Ciclo Patagónico (González Díaz y Valvano, 1979), el cual coexistió con la intrusión de la mayor parte del Batolito Patagónico Norte. Éste se ubicó formando una faja a una longitud aproximada de 71° 30' O. Durante el Jurásico medio a superior se habrían emplazado los granitoides del Batolito Patagónico Cordillerano, controlados por la existencia de una zona de falla de escala regional y rumbo sinistral (Castro *et al.*, 2011).

En esta región se ha presentado evidencia de dos eventos de deformación compresiva. El primero y más antiguo de los dos, pertenecería al Cretácico superior y el segundo, al Mioceno. La primera fase deformacional se encuentra bien representada en el sector andino de Chile y Argentina, y aunque se ha afirmado que su edad es cretácica tardía, todavía no hay un consenso con respecto a ello. Distintos autores han reconocido eventos contraccionales con edades disímiles que pertenecerían a esta fase. Suárez y Márquez (2007) afirman que un evento contraccional del Jurásico inferior habría afectado a la Formación Osta Arena, en la cuenca de Chubut, al este del Batolito Patagónico Cordillerano; y Suárez y De La Cruz (2000) interpretan una fase de tectonismocontraccional entre el post-Barremiano y el Paleoceno Tardío, al sur del lago General Carrera. Recientemente se documentaron diversas evidencias de esta fase de deformación en los Andes Norpatagónicos, al sur del área analizada en este estudio (Orts *et al.*, 2012; Tobal *et al.*, 2012; Bechis *et al.*, 2014).

A finales del Oligoceno y hasta el Mioceno Temprano, se registró una etapa de relajación extensional que afectó las zonas de arco y retroarco del sector sur de los Andes Centrales y los Andes Norpatagónicos (Jordan *et al.*, 2001). En el sector oriental de la cordillera, a la latitud de este estudio, se desarrolló el cinturón volcánico El Maitén (Rapela *et al.*, 1988; Litvak *et al.*, 2014) y se registró la apertura extensional de la Cuenca de Ñirihuau, cuyo relleno inicial está controlado por fallas normales (Mancini y Serna, 1989; Bechis, 2004; Bechis y Cristallini, 2005, 2006; Orts *et al.*, 2015).

Posteriormente, durante el Mioceno medio a superior, se produjo el segundo evento contraccional que estructuró la faja plegada y corrida en el segmento estudiado en este trabajo (Orts *et al.*, 2012; Bechis *et al.*, 2014; Ramos *et al.*, 2015; Tobal *et al.*, 2015). Parte de las estructuras extensionales previas fueron invertidas durante esta etapa, la cual estuvo acompañada por sedimentación sinorogénica en la cuenca de Ñirihuau (Bechis, 2004; Giacosa *et al.*, 2005; Paredes *et al.*, 2009; Ramos *et al.*, 2011; Bechis *et al.*, 2014; Ortset *et al.*, 2015). Parcialmente coetáneas con la fase de estructuración miocena, se emplazaron las plutonitas ácidas de la Formación Coluco, la cual forma parte del Batolito Patagónico Norte. Éstas se encuentran constituidas por granitos y granodioritas que están representados por notables afloramientos en la región estudiada y las zonas circundantes. Durante el Plioceno, la actividad orogénica se trasladó al oeste, al actual territorio chileno, produciéndose el sistema de deformación transpresiva N perteneciente a la zona de falla Liquiñe Ofqui (Lavenu y Cembrano, 1999). Ésta presenta cinemática dextral y funciona como un mecanismo de acomodación de la deformación debido a la oblicuidad de la convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana. En la zona estudiada se observa una influencia directa de este sistema, ya que el conjunto de fallas de mesoescala y lineamientos analizado permitió determinar un régimen tectónico transcurrente predominante de rumbo NNE. Asociado a éste, se identificaron fallas sinistralas y dextrales de orientaciones ONO y NE respectivamente, así como también fallas normales ENE. Estas estructuras son consistentes con el mencionado sistema transcurrente dextral.

Posteriormente o en forma sincrónica con la deformación se produjo la exhumación de los granitos de la Formación Coluco, y comenzó la erosión glaciaria en la región, la cual continúa hasta la actualidad.

Luego de estos eventos, a principios del Pleistoceno (fines del Plioceno?), comenzó la actividad del arco volcánico representado por el Grupo Volcánico Tronador (Mella *et al.*, 2005). Durante el Pleistoceno temprano los primeros registros de actividad volcánica pertenecen al Complejo Volcánico Steffen y a la Unidad Garganta del Diablo. Éstos son sucedidos, durante el Pleistoceno medio, por el volcanismo del Complejo Tronador, el cual está compuesto por tres unidades. La datación realizada para el presente trabajo mediante el método Ar-Ar en roca total arrojó una edad de $1,178 \pm 0,057$ Ma para los niveles basales de la unidad al oeste del Paso de las Nubes, representados por basaltos. Estos niveles fueron asignados en base a su litología y edad a la unidad Tronador I (Mella *et al.* 2005), la más antigua del complejo. Esta unidad se depositó como una serie de flujos lávicos, ignimbríticos y gravitatorios rellenando un antiguo valle glaciario labrado sobre el basamento metamórfico y sobre los granitos de la Formación Coluco. Posteriormente, se depositó la unidad Tronador III, rellenando otro paleovalle, labrado en Tronador I. Además, se debe destacar que en la ladera oriental del volcán Tronador se relevó un

conjunto de fallas normales con rumbo subparalelo a la dirección de convergencia, las cuales fueron interpretadas como estructuras vinculadas con el régimen de esfuerzos inferido (ENE), asociadas al sistema transcurrente ya descrito. Ya en el Holoceno finaliza la actividad volcánica que genera este grupo y el arco volcánico migra hacia el oeste hasta ocupar su posición actual. Durante su tiempo de actividad, el Grupo Volcánico Tronador habría estado formado por un arco más ancho que el actual (Mella *et al.*, 2005).

Según Mella *et al.* (2005) las rocas volcánicas básicas del Complejo Volcánico Steffen se habrían formado a partir de un alto grado de fusión parcial de la cuña de manto astenosférico (aproximadamente 10 %) con una elevada cantidad de fluidos aportados por la losa subductada. Durante el Pleistoceno medio estas condiciones habrían cambiado, siendo la geoquímica de las rocas del Complejo Volcánico Tronador característica de un ambiente de retroarco, con un decrecimiento en el aporte de fluidos aportados por la losa a la cuña de manto. El cambio en la petroquímica del Grupo Volcánico Tronador no sólo se habría producido por la disminución de los fluidos aportados por la losa, sino también a la gradual somerización de la fuente de manto que se fundía debido al calentamiento de la cuña entre el Pleistoceno inferior a medio, lo cual a su vez puede haber sido producto de una reducción en las tasas de convergencia hace 2 Ma (Lara *et al.*, 2001).

7 CONCLUSIONES

- Se realizó un mapa geológico de escala 1:15.000 de los alrededores del Paso de las Nubes y un perfil estructural de las principales unidades litológicas.
- Se reconocieron en el área las siguientes unidades: el Complejo Colohuincul, constituido por metamorfitas de grado bajo a intermedio y rocas ígneas; el Complejo Volcano-Sedimentario Cordillerano, conformado por rocas volcánicas andesíticas preservadas en las altas cumbres; la Formación Coluco, formada por granitos y granodioritas miocenos que forman parte del Batolito Patagónico Norte; y dos unidades volcánicas (Tronador I y Tronador III) pertenecientes al Grupo Volcánico Tronador. Se identificaron además en los valles y artesas depósitos morénicos y depósitos cuaternarios aluviales y coluviales.
- El mapeo realizado, junto con las muestras recolectadas, permitió definir como parte del Complejo Colohuincul (Devónico-Pérmico) a rocas previamente mapeadas como pertenecientes al Complejo Volcano-Sedimentario Cordillerano.
- Se llevaron a cabo 17 cortes delgados, y se los describió para caracterizar en detalle las litologías de cada unidad.
- Se realizó un perfil estratigráfico de las rocas volcánicas de la ladera oriental del Monte Tronador pertenecientes al Complejo Volcánico homónimo, registrándose un total de 670 metros de basaltos, ignimbritas, brechas volcánicas y depósitos de lahar; esta secuencia fue correlacionada con la unidad Tronador I.
- Se dató la base de esta unidad mediante el método Ar/Ar en roca total, obteniéndose una edad de $1,178 \pm 0,057$ Ma, confirmándose así la correlación planteada.
- Se reconocieron 33 fallas a escala de afloramiento en las distintas unidades expuestas, midiendo cuando fue posible indicadores cinemáticos (22 en el Complejo Colohuincul, 7 en el Complejo Volcánico Tronador y 4 en la Formación Coluco). Además, se relevaron tres zonas de cizalla dúctil en el Complejo Colohuincul con su cinemática.
- Se interpretaron 242 lineamientos de distintos órdenes sobre imágenes satelitales y topografías digitales de la zona, clasificándolos según longitud y unidad afectada.

- A partir de las cinemáticas reconocidas se pudo establecer un sistema de fallas que se enmarca en el modelo conceptual de un sistema transcurrentedextral de rumbo dominante NNE. Asociado al mismo, se reconocieron fallas conjugadas sintéticas y antitéticas, fallas con desplazamiento normal de orientación ENE y de fallas inversas con orientaciones NNO.
- La arquitectura estructural planteada por estos resultados es coherente con un esfuerzo principal máximo orientado en dirección ENE, coaxial a la dirección de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica; este resultado es consistente con rasgos de escala regional, como volcanes de morfología elongada en dirección ENE al oeste de la zona de estudio, o fracturas extensionales E-O a ENE asociadas a flujos lávicos básicos, identificados a similares latitudes en Chile.
- Este sistema de estructuras se asocia a la discontinuidad de primer orden establecida por la zona de falla Liquiñe-Ofqui al oeste de la zona de estudio, de cinemática transcurrentedextral, notablemente influyente en el desarrollo de la región. Las estructuras transversales a su traza, reconocidas en este trabajo, serían responsables de absorber parte de la componente de convergencia paralela al margen.
- El grano estructural del basamento metamórfico está caracterizado por una foliación de rumbo predominante NNO, y en menor medida NNE; se propone que estos planos de debilidad habrían condicionado el desarrollo de fallas sinistral de rumbo NNO y normales NNE, bajo el mismo régimen de esfuerzos imperante durante la deformación de este segmento de los Andes.
- No se encontraron evidencias de la presencia de una falla inversa de gran escala como el Corrimiento Tronador, interpretada por otros autores a lo largo de los ríos Frías y Alerce.
- Finalmente, se enmarcaron los resultados obtenidos en la evolución tectónica reconstruida por numerosos autores a lo largo de los Andes Norpatagónicos.
- Se establece como trabajo a futuro aumentar nuestra base de datos cinemáticos sobre estructuras de mesoescala, tarea fundamental para confirmar o replantear las ideas estructurales surgidas de este trabajo.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre, L., Levi, B., 1964. Geología de la Cordillera de los Andes de las provincias de Cautín, Valdivia, Osorno y Llanquihue. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín 17, Santiago de Chile.
- Allmendinger, R.W., 1999. Introduction to Structural Geology. Lectures Notes Course GEOL 326 (inédito), Cornell University, 279 p.
- Allmendinger, R.W., 2013, FaultKinWin. A program for analyzing fault slip data for WindowsTM computers. <http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs.html>
- Allmendinger, R.W., 2012. StereoWin. <http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs.html>
- Aragón, E., Romero, E., 1984. Geología, paleoambientes y paleobotánica de yacimientos terciarios del occidente de Río Negro. 9º Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, Actas 4: 475-507.
- Aragón, E., Castro, A., Díaz-Alvarado, J., Liu, D.-Y., 2011a. The North Patagonian batholith at Paso Puyehue (Argentina-Chile). SHRIMP ages and compositional features. *Journal of South American Earth Sciences* 32: 547-554
- Aragón, E., D'Eramo, F., Castro, A., Pinotti, L., Brunelli, D., Rabbia, O., Rivalenti, G., Varela, R., Spakman, W., Demartis, M., Cavarozzi, C., Aguilera, Y., Mazzucchelli, M., Ribot, A., 2011b. Tectono-magmatic response to major convergence changes in the North Patagonian suprasubduction system; the Paleogene subduction–transcurrent plate margin transition. *Tectonophysics* 509 (3-4) : 218-237.
- Asensio, M., Zavala, C., Arcuri, M., 2005. Los sedimentos terciarios del río Foyel, provincia de Río Negro, Argentina. 16th Congreso Geológico Argentino, La Plata. Actas en CD-ROM.
- Asensio, M., Cornou, E., Malumián, N., Martínez, M., Quattrocchio, M., 2010. Formación Río Foyel, Oligoceno de la cuenca de Ñirihuau: la transgresión pacífica en la Cordillera Norpatagónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66 (3): 399-405.
- Báez, A.M., Pugener, L.A., 2003. Ontogeny of a new Palaeogene pipid frog from southern South America and xenopodinomorph evolution. *Zoological Journal of the Linnean Society* 139: 439-476.
- Barreda, V.D., Palazzesi, L., Tellería, M.C., Katinas, L., Crisci, J.V., Bremer, K., Passalia, M.G., Corsolini, R., Rodríguez Brizuela, R., Bechis, F., 2010. Eocene Patagonia Fossils of the Daisy Family. *Science* 329: 1621.
- Basei, M.A.S., Brito Neves, R. Varela, W. Texeira, O. Siga Jr., A.M. Sato y C. A. Cingolani, 1999. Isotopic dating on the crystalline basement rocks of the Bariloche region, Rio Negro, Argentina. *II South American Symposium on Isotope Geology*: 15-18.
- Bechis, F., 2004. Geología y estructura del sector medio de los ríos Ñirihuau y Pichi Leufú, provincia de Río Negro. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, 121 p.

- Bechis, F., Cristallini, E.O., 2005. Tectonic evolution of northern Ñirihuau basin, northwestern Patagonia, Argentina. 6^o International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG), Barcelona, España, Extended Abstracts: 103-106.
- Bechis, F., Cristallini, E.O., 2006. Inflexiones en estructuras del sector norte de la faja plegada y corrida de Ñirihuau, provincia de Río Negro. Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación Especial 10: 18-25.
- Bechis, F., Encinas, A., Concheyro, A., Litvak, V., Aguirre-Urreta, B., Ramos, V., 2014. New age constraints for the Cenozoic marine transgressions of Northwestern Patagonia, Argentina (41°-43° S): paleogeographic and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 52: 72-93.
- Bechis, F., Sobol, M., Mizerit, I., Voglino, S., Bran, D., 2015. ¿Deformación transpresiva en el sector argentino de los Andes Norpatagónicos? XVI Reunión de Tectónica, General Roca, Actas de resúmenes: 122-123.
- Caldenius, C., 1932. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. Una investigación regional, estratigráfica y geocronológica. Publicación de la Dirección General de Minas y Geología, 95, 150 p.
- Cande, S., Leslie, R. 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *Geophysical Journal International* 91: 471-496.
- Castro, A., Moreno-Ventas, I., Fernández, C., Vujovich, G., Gallastegui, G., Heredia, N., Martino, R.D., Becchio, R., Corretgé, L.G., Díaz-Alvarado, J., Such, P., García-Arias, M., Liu, D.Y., 2011. Petrology and SHRIMP UePb zircon geochronology of Cordilleran granitoids of the Bariloche area, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 32 (4): 508-530.
- Cazau, L.B., 1972. Cuenca de Ñirihuau - Ñorquinco - Cushamen. En: *Geología Regional Argentina*, Ed. A. Leanza. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 727- 740.
- Cazau, L.B., 1980. Cuenca de Ñirihuau - Ñorquinco - Cushamen. En: *Geología Regional Argentina*, Ed. J.C. Turner. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 1149-1171.
- Cazau, L.B., Mancini, D., Cangini, J., Spalletti, L.A., 1989. Cuenca de Ñirihuau. En: Chebli, G.A. y Spalletti, L.A. (Eds.): *Cuencas Sedimentarias Argentinas*, 299-318. San Miguel de Tucumán.
- Cazau, L., Cortiñas, J., Reinante, S., Asensio, M., Bechis, F., Apreda, D., 2005. Cuenca de Ñirihuau. En: *Frontera Exploratoria de la Argentina*, Eds. G.A. Chebli, J. Cortiñas, L.A. Spalletti, L. Legarreta, E.L. Vallejo. 6^o Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Argentina, 251-273. Mar del Plata.
- Cembrano, J.; Hervé, F.; Lavenu, A., 1996. The Liquiñe-Ofqui fault zone: a long lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics* 259: 55-66.
- Cembrano, J., Lara, L., 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics* 471: 96-113.
- Cingolani, C., L. Dalla Salda, F. Hervé, F. Munizaga, R.J. Pankhurst, M.A. Parada y C.W. Rapela, 1991. The magmatic evolution of northern Patagonia; new impressions of pre-Andean and Andean tectonics. *Geological Society of America Special Paper*, 265: 29-44.

- Clapperton, C.M., 1993. Quaternary Geology and Geomorphology of South America. Elsevier, 779p. Amsterdam.
- Corbella, H., 1984. El vulcanismo de la Altiplanicie de Somuncurá. En: Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro, Ed. V.A. Ramos. Relatorio 9° Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), Capítulo I-10: 267-300.
- Dalla Salda, L.H., Cingolani, C.A., Varela, R., 1991a. El basamento preandino ígneo-metamórfico de San Martín de los Andes, Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 46 (3-4): 223-234.
- Dalla Salda, L.H., Cingolani, C.A., Varela, R., 1991b. El basamento cristalino de la región nordpatagónica de los lagos Gutiérrez, Mascardi y Guillermo, provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina 46(3-4): 263-276.
- Dalla Salda, L.H., Varela, R., Cingolani, C.A., Aragón, E., 1994. The Rio Chico Paleozoic crystalline complex and the evolution of Northern Patagonia. Journal of South American Earth Sciences 7(3-4): 377-386.
- Dessanti, R., 1972. Andes patagónicos septentrionales. En: Geología Regional Argentina, Ed. J.C.M. Turner, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Pág. 655-688. Córdoba.
- Diez, O., Zubia, M., 1979. Informe preliminar de la Hoja 41a, El Bolsón, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional (inédito).
- Diez, O. M., Zubia, M.A., 1981. Sinopsis estratigráfica de la región de El Bolsón, provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina 36(1): 19-28.
- Diraison, M., Cobbold, P.R., Rosello, E.A., Amos, A.J., 1998. Neogene dextral transpression due to oblique convergence across the Andes of northwestern Patagonia, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 11: 519-532.
- Duhart, P., McDonough, M., Muñoz, J., Martin, M., Villeneuve, M., 2001. El Complejo Metamórfico Bahía Mansa en la cordillera de la Costa del centro-sur de Chile (39°30'-42°00'S): geocronología K-Ar, 40Ar/39Ar y U-Pb e implicancias en la evolución del margen sur-occidental de Gondwana. Revista Geológica de Chile 28(2): 179-208.
- Dzierma, Y., Thorwart, M., Rabbal, W. 2012. Moho topography and subducting oceanic slab of the Chilean continental margin in the maximum slip segment of the 1960 Mw 9.5 Valdivia (Chile) earthquake from P-receiver functions. Tectonophysics 530-531: 180-192.
- Encinas, A., Finger, K., Buatois, L., Peterson, D.E., 2012. Major forearc subsidence and deep-marine Miocene sedimentation in the present Coastal Cordillera and Longitudinal Depression of south-central Chile (38°30'S-41°45'S). Geological Society of America Bulletin 124(7-8): 1262-1277.
- Feruglio, E., 1941. Nota preliminar sobre la hoja geológica San Carlos de Bariloche (Patagonia). Boletín de Informaciones Petroleras 200: 27-64.
- Feruglio, E., 1947. Hoja 40b, San Carlos de Bariloche, Territorio Nacional de Río Negro. Mapa a escala 1:200.000. Dirección General de Minas y Geología, Buenos Aires.
- Fidalgo, F., Rabassa, J., 1984. Los depósitos cuaternarios. En: Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro, Ed. V.A. Ramos. Relatorio 9° Congreso Geológico Argentino

- (San Carlos de Bariloche), Capítulo I-11, 301-316.
- Flint, R., y F. Fidalgo, 1963. Geología glacial de la zona de borde entre los paralelos 39°10' y 41°20' de latitud sur en la Cordillera de los Andes. Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería, 93, 35 p. Buenos Aires.
- Flint, R., y F. Fidalgo, 1968. Drift Glacial al este de los Andes, entre Bariloche y Esquel. Boletín Instituto Nacional de Geología y Minería, 119, 18 p. Buenos Aires.
- Folguera, A., Orts, D., Spagnuolo, M., Rojas Vera, E., Litvak, V., Sagripanti, L., Ramos, M.E., Ramos, V.A., 2011. A review of Late Cretaceous to Quaternary palaeogeography of the southern Andes. *Biological Journal of the Linnean Society* 103: 250-268.
- Fossen, H., 2010. *Structural Geology*. Cambridge University Press, 463 p. Nueva York.
- Gabaldón, V., Lizuáin, A., 1982. Estratigrafía y sedimentología del Liásico del noroeste del Chubut, Argentina. V Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2: 509-526. Buenos Aires.
- Gansser, A., 1973. Facts and theories on the Andes. *Journal of the Geological Society of London* 129: 93-131.
- García Sansegundo, J., Farias, P., Gallastegui, G., Giacosa, R.E., Heredia, N., 2009. Structure and metamorphism of the Gondwanan basement in the Bariloche region (North Patagonian Argentine Andes). *International Journal of Earth Sciences* 98: 1599-1608.
- Giacosa, R., Heredia, N., 2004. Structure of the North Patagonian thick-skinned fold-and-thrust belt, southern central Andes, Argentina (41°-42°S). *Journal of South American Earth Sciences* 18: 61-72.
- Giacosa, R., Heredia, N., Césari, O., Zubia, M., González, R., Faroux, A., 2001. Descripción geológica de la Hoja 4172-IV, San Carlos de Bariloche, Provincias de Río Negro y Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 279, 77 pp.
- Giacosa, R.E., Afonso, J.C., Heredia, N., Paredes, J., 2005. Tertiary tectonics of the sub-Andean region of the North Patagonian Andes, southern central Andes of Argentina (41-42°30'S). *Journal of South American Earth Sciences* 20: 157-170.
- González Bonorino, F., 1944. Descripción geológica y petrográfica de la Hoja Geológica 41 b Río Foyel (Río Negro). Dirección Nacional Minería e Hidrogeología, Boletín 56, 124 pp.
- González Bonorino, F., 1973. Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao Llao. Fundación Bariloche, Departamento de Recursos Naturales y Energía, Publicación HGS-07, 55 p. San Carlos de Bariloche.
- González Bonorino, F., 1979. Esquema de la evolución geológica de la Cordillera Nordpatagónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34 (3): 184-202.
- González Bonorino, F., 1981. Nota sobre la Formación Piltriquitrón y otras formaciones más antiguas y más modernas en la región de El Bolsón, en Río Negro y Chubut. *Comentario. Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36 (3): 319-321.
- González Bonorino, F., González Bonorino, G., 1978. Geología de la región de San Carlos de

- Bariloche: un estudio de las formaciones terciarias del Grupo Nahuel Huapi. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 33(3): 175-210.
- González Díaz, E.F., 1978. Estratigrafía del área de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40°30' y 41° latitud sur (provincia del Neuquén). 7º Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Actas 1: 525-537.
- González Díaz, E.F., 1982. Zonación cronológica del plutonismo en los Andes Patagónicos Septentrionales entre los 40° y 42° sur: la migración de los ciclos intrusivos. *Acta Geológica Lilloana*, 16 (1): 5-22.
- González Díaz, E.F., Lizuaín, A., 1984. El complejo volcano-clástico y plutónico del sector cordillerano. En: *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro*, Ed. V.A. Ramos. Relatorio 9º Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), Capítulo I-5, 119-138.
- González Díaz, E.F. y E. Malagnino, 1984. Geomorfología. En: *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro*, Ed. V.A. Ramos. Relatorio 9º Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), Capítulo I-13, 347-364.
- González Díaz, E.F., Valvano, J., 1978. Plutonitas graníticas cretácicas y neoterciarias entre el sector norte del lago Nahuel Huapi y el lago Traful (provincia del Neuquén). 7º Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Actas 1: 227-242.
- González Díaz, E.F., F. Nullo, 1980. Cordillera Neuquina. En: *Geología Regional Argentina*, Ed. A. Leanza. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 1099-1147. Córdoba.
- Gordon, A., Ort, M., 1993. Edad y correlación del plutonismo subcordillerano en las provincias de Río Negro y Chubut. Actas 12º Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, 4: 120-127.
- Greco, R. 1975. Descripción geológica de la Hoja 40a, Monte Tronador, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, (inédito). Buenos Aires.
- Groeber, P., 1942. Rasgos geológicos generales de la región ubicada entre los paralelos 41 a 44 y entre los meridianos 69 a 71. 1º Congreso Panamericano de Ingeniería de Minas y Geología, Actas Primera Parte 2: 368-379, Santiago.
- Herrero, J.C., 1977. Informe preliminar de los Mosaicos 4172-4-B1, B2, C1 y C2. Proyecto 15AL (Lago Mascardi) y 15AM (El Bolsón). Servicio Minero Nacional (inédito), Plan Patagonia Comahue.
- Isacks, B.L., Baranzagi, M., 1977. Geometry of Benioff zones: lateral segmentation and downwards bending of the subducted lithosphere. En M. Talwani y W. Pitman (eds.) *Island arcs, Deep Sea Trenches and Back Arc Basins*. American Geophysical Union, Ewing Series 1: 99-114, Washington.
- Jordan, T.E., Burns, M., Veiga, R., Pangaro, F., Copeland, P., Kelley, S., Mpodozis, C., 2001. Extension and basin formation in the Southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics* 20 (3): 308-324.
- Jordan, T.E., Isacks, B., Almendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A., Ando, C.J., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of*

- America, Bulletin 94(3): 341-361.
- Kay, S.M., Ardolino, A., Gorrington, M., Ramos, V.A., 2006. The Somuncura Large Igneous Province in Patagonia: Interaction of a Transient Mantle Thermal Anomaly with a Subducting Slab. *Journal of Petrology* 48(1): 43-77.
- Kley, J., Monaldi, C.R., Salfity, J.A., 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland: causes and consequences. *Tectonophysics* 301: 75-94.
- Lange, D., Cembrano, J., Rietbrock, A., Haberland, C., Dahm, T., Bataille, K., 2008. First seismic record for intra-arc strike-slip tectonics along the Liquiñe-Ofqui fault zone at the obliquely convergent plate margin of the southern Andes. *Tectonophysics* 455 (1-4): 14-24.
- Lara, L.E., Rodríguez, C., Moreno, H., Pérez de Arce, C., 2001. Geocronología K-Ar y geoquímica del volcanismo plioceno superior-pleistoceno de los Andes del Sur (398–42 8S). *Revista Geológica de Chile* 28(1): 67-90.
- Larsson, W., 1941. Petrology of interglacial volcanics from the Andes of Northern Patagonia. *Bulletin Geological Institute University Uppsala* 28: 194-405.
- Lavenu, A., Cembrano, J., 1999. Compressional- and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore-arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology* 21: 1669-1691.
- Litvak, V., Encinas, A., Oliveros, V., Bechis, F., Folguera, A., Ramos, V.A., 2014. El volcanismo mioceno inferior vinculado a las intrusiones marinas en los Andes Nordpatagónicos. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas: S22-35.
- Lirio, J.M., 2011. Eventos paleoambientales en la cuenca del Lago Nahuel Huapi registrados en testigos sedimentarios lacustres durante los últimos 19.000 años. Tesis Doctoral (inédita), Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. 175 p.
- Lizuaín, A., 1979. La edad de las sedimentitas del cerro Plataforma, provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 34 (1): 69-72.
- Lizuaín, A., 1980. Las Formaciones Suprapaleozoicas y Jurásicas de la Cordillera Patagónica. Provincias de Río Negro y Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25 (2): 174-182.
- Lizuaín, A., 1981. Características y edad del plutonismo en los alrededores del lago Puelo, Provincia del Chubut. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3, 607-616. San Luis.
- Lizuaín, A., 1983. Descripción geológica de la Hoja 42a y b El Maitén, Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, (inédito). Buenos Aires.
- Ljungner, E., 1931. Geologische Aufnahmen in der Patagonischen Kordillera. *Bulletin Geological Institut Uppsala*, 23: 203-242.
- Mancini, D., Serna, M., 1989. Evaluación petrolera de la Cuenca de Ñirihuau. Sudoeste de Argentina. 1° Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos (Argentina), Actas 2: 739-762.
- Marrett, R., Allmendinger, R.W. 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology* 12(8): 973-986.

- Martínez, J.C., Dristasa, J.A., Massone, H.J., 2011. Palaeozoic accretion of the microcontinent Chilenia, North Patagonian Andes: high-pressure metamorphism and subsequent thermal relaxation. *International Geology Review*: 1-19.
- Masiokas, M.H., Luckman, B.H., Villalba, R., Ripalta, A., Rabassa, J., 2010. Little Ice Age fluctuations of Glaciar Río Manso in the north Patagonian Andes of Argentina. *Quaternary Research* 73 (1): 96-106.
- McClay, K.R., 1987. *The Mapping of Geological Structures*. Geological Society of London Handbook, John Wiley & Sons (Chichester), 161 p.
- McDonough, M., Duhart, P., Crignola, P., 1997. Naturaleza del alzamiento del basamento costero y la apertura de la cuenca Osorno-Llanquihue, Xa Región: nuevos antecedentes sísmicos y observaciones del terreno. 8º Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Actas 1: 164-168.
- Mella, M., 2003. El Complejo Volcánico Tronador (41°09'S-71°55'W), Andes del Sur, Chile: geología, geoquímica y geocronología. Tesis de Maestría (inédita). Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile. 183 p.
- Mella, M., Muñoz, J., Vergara, M., Klohn, E., Farmer, L., Stern, C.R., 2005. Petrogenesis of the Pleistocene Tronador Volcanic Group, Andean Southern Volcanic Zone. *Revista Geológica de Chile* 32(1): 131-154.
- Moreno, F.P., 1899. *Viaje a la Patagonia austral 1876-1877*. Ed. Solar y Librería Hachette S.A., Buenos Aires.
- Munizaga, F., Hervé, F., Drake, R., Pankhurst, R., Brook, M., Snelling, N., 1988. Geochronology of the granitoids of the Andean lake region 39°–42° Lat. South central Chile, preliminary results. *Journal of South American Earth Sciences* 1: 309-316.
- Muñoz, J., Troncoso, R., Duhart, P., Crignola, P., Farmer, L., Stern, C.R., 2000. The relation of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to the late Oligocene increase in plate convergence rate. *Revista Geológica de Chile* 27(2): 177-203.
- Orts, D.L., Folguera, A., Encinas, A., Ramos, M., Tobal, J., Ramos, V.A., 2012. Tectonic development of the North Patagonian Andes and their related Miocene foreland basin (41°30'–43°S). *Tectonics* 31, TC3012, doi:10.1029/2011TC003084
- Orts, D., Folguera, A., Giménez, M., Ruiz, F., Rojas Vera, E., Lince Klinger, F., 2015. Cenozoic building and deformational processes in the North Patagonian Andes. *Journal of Geodynamics* 86: 26-41.
- Pankhurst, R.J., Hervé, F., Rojas, L., Cembrano, J., 1992. Magmatism and tectonics in continental Chiloé, Chile (42° - 42°30'S). *Tectonophysics* 205: 283-294.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M., Márquez, M., 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth Science Reviews* 76: 235-257.
- Pardo-Casas, F., Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American Plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* 6: 233-248.
- Paredes, J.M., Giacosa, R.E., Heredia, N., 2009. Sedimentary evolution of Neogene continental deposits (Ñirihuau Formation) along the Ñirihuau River, North Patagonian Andes of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 28: 74-88.

- Pesicek, J.D., Engdahl, E.R., Thurber, C.H., DeShon, H.R., Lange, D. 2012. Mantle subducting slab structure in the region of the 2010 M8.8 Maule earthquake (30- 40°S), Chile. *Geophysical Journal International* 191: 317-324.
- Petit, J.P., 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology* 9 (5-6): 597-608.
- Rabassa, J., 1978. Estratigrafía de la región de Pilcaniyeu-Comallo, Provincia de Río Negro. Actas del 7° Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Actas 1: 731-746.
- Rabassa, J., 2008. Late Cenozoic glaciations of Patagonia and Tierra del Fuego. En: Rabassa, J., van der Meer, J.J. (Eds.), *Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego. Developments in Quaternary Sciences*, vol. 11: 151-204. Elsevier.
- Rabassa, J., Evenson, E.B., 1996. Reinterpretación de la estratigrafía glaciaria de la región de San Carlos de Bariloche (provincia de Río Negro, Argentina). 13° Congreso Geológico Argentino, Actas 4:327.
- Rabassa, J., Evenson, E.B., Stephens, G.C., 1986. Nuevas evidencias del englazamiento plioceno-pleistoceno inferior de los Andes Patagónicos Septentrionales: cerro Tronador, Río Negro. Nota breve, *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41 (3-4): 405- 409.
- Ramos, M.E., Orts, D.L., Calatayud, F., Pazos, P.J., Folguera, A., Ramos, V.A., 2011. Estructura, estratigrafía y evolución tectónica de la cuenca de Ñirihuau en las nacientes del río Cushamen, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68(2): 210-224.
- Ramos M.E., 2015. Controles tectónicos de las principales secuencias volcano-sedimentarias del Cenozoico en la Cordillera Nordpatagónica. Tesis Doctoral (inédita), Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. 179 p.
- Ramos M.E., Tobal, J., Sagripanti, L., Folguera, A., Orts, D., Giménez, M., Ramos, V.A., 2015. The North Patagonian orogenic front and related foreland evolution during the Miocene, analyzed from synorogenic sedimentation and U/Pb dating (~42S). *Journal of South American Earth Sciences* 64: 467-485.
- Ramos, V.A., 1982. Las ingresiones pacíficas del Terciario en el norte de la Patagonia (Argentina). 3° Congreso Geológico Chileno: A262-A288.
- Ramos, V.A., 1984. Editor. *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro. Relatorio 9° Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche)*. 784 pp.
- Ramos, V.A., 1988. Tectonics of Late Proterozoic-Early Paleozoic: a collisional history of southern South America. *Episodes* 11(3): 168-174.
- Ramos, V.A., 1999a. Las Provincias Geológicas del Territorio Argentino. En *Geología Argentina*. Ed. R. Caminos. *Anales* 29 (3): 41-96. Buenos Aires.
- Ramos, V.A., 1999b. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes* 22 (3): 183–190.
- Ramos, V.A., 2000. The Southern Central Andes. En: *Tectonic Evolution of South America*, Eds. U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomas Filho, D.A. Campos., p. 561-604. 31° International Geological Congress (Río de Janeiro).
- Ramos, V.A., 2008. Patagonia: A Paleozoic continent adrift? *Journal of South American Earth*

Sciences 26: 235-251.

- Ramos, V.A., Cortés, J.M., 1984. Estructura e Interpretación Tectónica. En: Ramos, V.A (Ed.): Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro. Relatorio 9º Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, I-12: 317-346.
- Ramos, V.A., Ghiglione, M., 2008. Tectonic Evolution of the Patagonian Andes. *Developments in Quaternary Sciences* 11: 57-71. ELSEVIER.
- Ramos, V.A., Kay, S.M., 1992. The Southern Patagonian plateau basalts: retroarc testimony of a ridge collision, Argentina. *Tectonophysics* 205: 261-282.
- Rapela, C.W., 1987. El Batolito Patagónico entre los 40°30' y 41°15'S – Estudio geoquímico preeliminar. *Actas 10º Congreso Geológico Argentino (San Miguel de Tucumán)*, 4: 21-23.
- Rapela, C.W., Alonso, G., 1991. Composición litológica y geoquímica del Batolito de la Patagonia Central. *6º Congreso Geológico Chileno*, 236-240.
- Rapela, C.W., Kay, S.M., 1988. Late Paleozoic to recent magmatic evolution of northern Patagonia. *Episodes* 11 (3), 175–182.
- Rapela, C.W., Munizaga, F., Dalla Salda, L.H., Hervé, F., Parada, M.A., Cingolani, C. 1987. Nuevas edades K/Ar de los granitoides del sector nororiental de los Andes Patagónicos. *10º Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán) Actas* 4: 18-20.
- Rapela, C.W., Spalletti, L.A., Merodio, J.C., Aragón, E., 1988. Temporal evolution and spatial variation of early Tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40°S - 42°30'S). *Journal of South American Earth Sciences* 1: 75-88.
- Rassmuss, J., 1922. Apuntes geológicos sobre el hallazgo de carbón al sur del lago Nahuel Huapi. *Dirección de Minas, Geología e Hidrogeología*, 28B: 1-22.
- Remesal, M.B., 1984. Las rocas volcánicas del sector oriental de la Meseta de Somuncurá, provincia de Río Negro. *9º Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, Actas* 2: 614-628.
- Rosenau, M., Melnick, D., Echtler, H., 2006. Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38°S and 42°S latitude. *Tectonics* 25, TC4013.
- Rossello, E.A., 2001. Sistemas tectónicos transcurrentes: una síntesis de sus condiciones mecánicas y aplicaciones geoeconómicas. En: Cortes, J.M., Rossello, E.A. y Dalla Salda, L. (Eds.) *Avances en Microtectónica, Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicación Especial* 5: 19-43, Buenos Aires.
- Roth, S., 1899. Reconocimiento de la región andina de la República Argentina. Apuntes sobre la geología y paleontología de la Río Negro y Neuquén. *Revista Museo de la Plata*, 9: 141-197.
- Roth, S., 1922. Investigaciones geológicas en la región norte de la Patagonia durante los años 1897 y 1898. *Revista Museo de La Plata* 26: 393-473.
- Ruiz, L., 2013. Análisis geomorfológico, sedimentológico y cronoestratigráfico, de depósitos glaciales, periglaciales y glaciogénicos, en la Cordillera de los Andes y zonas adyacentes

- entre el paralelo 42° y el 43° LS, desde la última glaciación. Tesis Doctoral (inédita), Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. 288 p.
- Schiller, W., 1912. El cerro Ottoshöhe de Bariloche. Boletín Academia Nacional de Ciencias, 30: 335-339. Córdoba.
- Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences* 11(3): 211-215.
- Spalletti, L.A., 1981. Facies sedimentarias de la Formación Ñirihuau en la región de San Carlos de Bariloche, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36(3): 288-311.
- Spalletti, L.A., 1983. Paleogeografía de la Formación Ñirihuau y sus equivalentes en la región occidental de Neuquén, Río Negro y Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38 (3-4): 454-468.
- Stanton-Yonge, A., Griffith, W.A., Cembrano, J., St. Julien, R., Iturrieta, P., 2016. Tectonic role of margin-parallel and margin-transverse faults during oblique subduction in the Southern Volcanic Zone of the Andes: Insights from Boundary Element Modeling. *Tectonics* 35, doi:10.1002/ 2016TC004226.
- Stern, C.R., 1991. Role of subduction erosion in the generation of the Andean magmas. *Geology* 19: 78–81.
- Stern, C.R. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile* 31 (2): 161-206.
- Stipanovic, P., Methol, E., 1980. Comarca Nordpatagónica. En: *Geología Regional Argentina*, Ed. J.C.M. Turner. Academia Nacional de Ciencias, Segundo Simposio, II: 1071-1097. Córdoba.
- Suárez, M., De la Cruz, R., 2000. Tectonics in the eastern Patagonian Cordillera (45°30 –47°30). *Journal of the Geological Society, London*, 15: 995-1001.
- Suárez, M., Márquez, M., 2007. A toarcian back-arc basin of Central Patagonia (Chubut), Argentina: Middle Jurassic closure, arc migration and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile* 34: 63-79.
- Tašárová, Z.A., 2007. Towards understanding the lithospheric structure of the southern Chilean subduction zone (36°S-42°S) and its role in the gravity field. *Geophysical Journal International*, 170: 995-1014.
- Tebbens, S.F., Cande, S.C., Kovacs, L., Parra, J.C., LaBrecque, J.L., Vergara, H., 1997. The Chile ridge: A tectonic framework. *Journal of Geophysical Research* 102(B6): 12035-12059.
- Teruggi, M., 1980. La clasificación de las rocas ígneas. Según la Subcomisión de Sistemática de la IUGS. Colección Ciencias de la Tierra, Estudio N° 1, Ediciones Científicas Argentinas, LIBRART (ECAL), Buenos Aires. 34 pp.
- Thomson, S.N., 2002. Late Cenozoic geomorphic and tectonic evolution of the Patagonian Andes between latitudes 42°S and 46°S: An appraisal based on fission-track results from the transpressional intra-arc Liquiñe-Ofqui fault zone. *GSA Bulletin* 114 (9): 1159-1173.

- Tobal, J., Rojas Vera, E., Folguera, A., Ramos, V.A., 2012. Deformación andina en el cordón del Hielo Azul al oeste de El Bolsón. Implicancias en la evolución tectónica de la Cordillera Norpatagónica en Río Negro, Argentina. *Andean Geology* 39 (3): 442-463.
- Tobal, J.E., Folguera, A., Likerman, J., Naipauer, M., Sellés, D., Boedo, F.L., Ramos, V.A., Giménez, M., 2015. Middle to late Miocene extensional collapse of the North Patagonian Andes (41°30'–42°S). *Tectonophysics* 657: 155-171.
- Toubes, R., Spikerman, J., 1973. Algunas edades K/Ar y Rb/Sr de las plutonitas de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40º-44º de latitud sur. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28(4): 382-39.
- Turner, J.C.M., 1965. Estratigrafía de Aluminé y adyacencias. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20: 153–164.
- Turner, J.C.M., 1973. Descripción geológica de la Hoja 37a-b, Junín de los Andes, provincia del Neuquén. *Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín* 138: 1-86.
- Turner, J.C.M. 1976. Descripción geológica de la Hoja 36a, Aluminé, provincia del Neuquén. *Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín*, 145, 1–65.
- Ubaldo, M.C., 1981. Informe sobre el contenido paleontológico de la Hoja 41a El Bolsón, Río Negro. *Servicio Geológico Nacional (inédito)*. Buenos Aires.
- Varela, R., Basei, M.A.S., Brito Neves, B.B., Sato, A.M., Texeira, W., Cingolani, C.A., Siga Jr, O., 1999. Isotopic study of igneous and metamorphic rocks of Comallo'Paso Flores, Río Negro, Argentina. *II South American Symposium on Isotope Geology*: 148-151.
- Varela, R., Basei, M., Cingolani, C.A., Siga Jr., O., Passarelli, C.R., 2005. El basamento cristalino de los Andes norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. *Revista Geológica de Chile* 32(2): 167-187.
- Villalba, R., Leiva, J.C., Rubulis, S., Suárez, J., Lenzano, L., 1990. Climate, tree-ring, and glacial fluctuations in the río Frías valley, Río Negro, Argentina. *Arctic and Alpine Research* 22 (3): 215-232.
- Villarosa, G., Outes, V., Masiokas, M., Villalba, R., Rivas, S., 2008. El Monte Tronador - Historias de hielo y fuego. *Sitios de Interés Geológico de la República Argentina. SEGEMAR (Servicio de Geología y Minería de la República Argentina)*, Buenos Aires. Tomo 2: 627-641.
- Wehrli, L., 1899. Rapport preliminaire sur mon expedition géologique dans la Cordillera Argentina Chilene du 40° et 41° latitude sud (Región du Nahuel Huapi). *Revista Museo La Plata*, 9: 221-242.
- Wilf, P., Cúneo, N.R., Johnson, K.R., Hicks, J.F., Wing, S.L., Obradovich, J.D. 2003. High plant diversity in Eocene South America: evidence from Patagonia. *Science* 300: 122-125.
- Willis, B., 1914. Forty-First parallel survey of Argentina. *Physiography of the Cordillera de los Andes between latitudes 39° y 44° south. Congrès Géologique International, Comptendu* 12°sess, 733-756 y 769-771. Ottawa.
- Wichmann, R., 1934. Contribución al conocimiento geológico de los territorios de Neuquén y del Río Negro. *Dirección de Minería y Geología. Boletín* 39: 1-27. Buenos Aires.

Windhausen, A. 1926. Las antiguas conexiones de la Patagonia. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias 28: 213-250.

APÉNDICE I

INFORME DE DATACIÓN Ar/Ar



Santiago, 07 de Diciembre de 2016

Informe Ar/Ar 09/2016 MAP 215-50

Solicitante: Sra. Florencia Bechis.
Universidad Nacional de Rio Negro Argentina

Muestra : **M24-GPSG197**
Material : Masa Fundamental
Nº interno : 13895-01

Análisis de Step Heating

Edad integrada: 1.19 ± 0.12 Ma.
Edad plateau: **1.178 ± 0.057 Ma.**
Pasos en el plateau: 8/8 (100 % en el plateau)
MSWD plateau: 0.60

Análisis de Isócrona

Edad isócrona: 1.15 ± 0.11 Ma.
Pasos: 8/8 (Todos los pasos)
Intercepto 40/36: 296.7 ± 4.4
MSWD isócrona: 0.61

Comentarios:

Todos los valores obtenidos son concordantes. No se aprecia exceso de Ar. Se recomienda utilizar la edad obtenida con el plateau.

.....

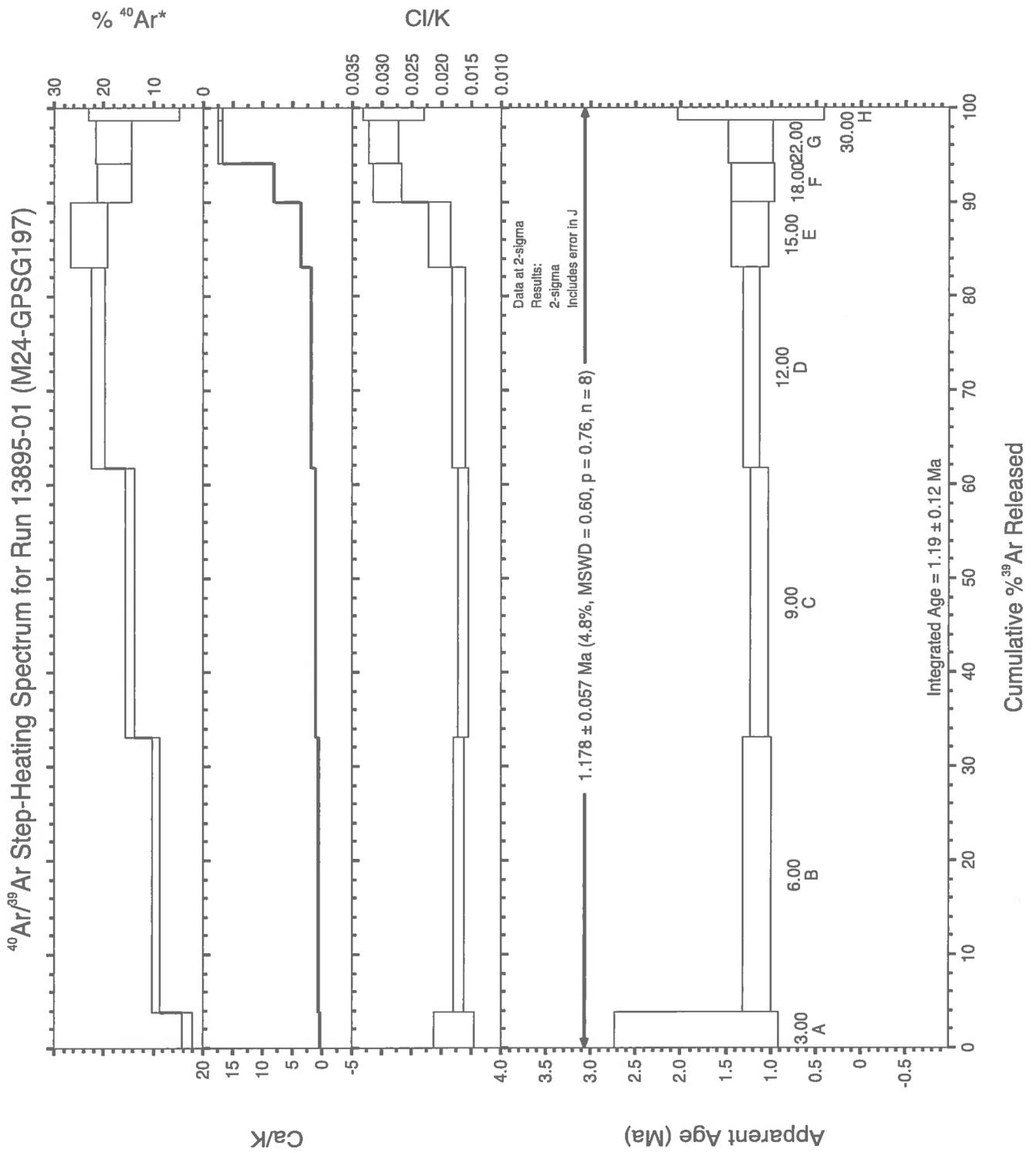
Departamento de Laboratorios Servicio Nacional de Geología y Minería

Til Til 1993, Ñuñoa - Santiago - FONOS: (56-2) 22385376 FAX: (56-2) 22385332 - www.sernageomin.cl
 E-mail: jefe_lab@sernageomin.cl - Casilla: 10465 y 1347, correo 21- SANTIAGO - CHILE

40Ar/39Ar Step-Heating Data for Run 13895-01; M24-GPSG197

Masa Fundamental

Analista: Luis Yáñez B.



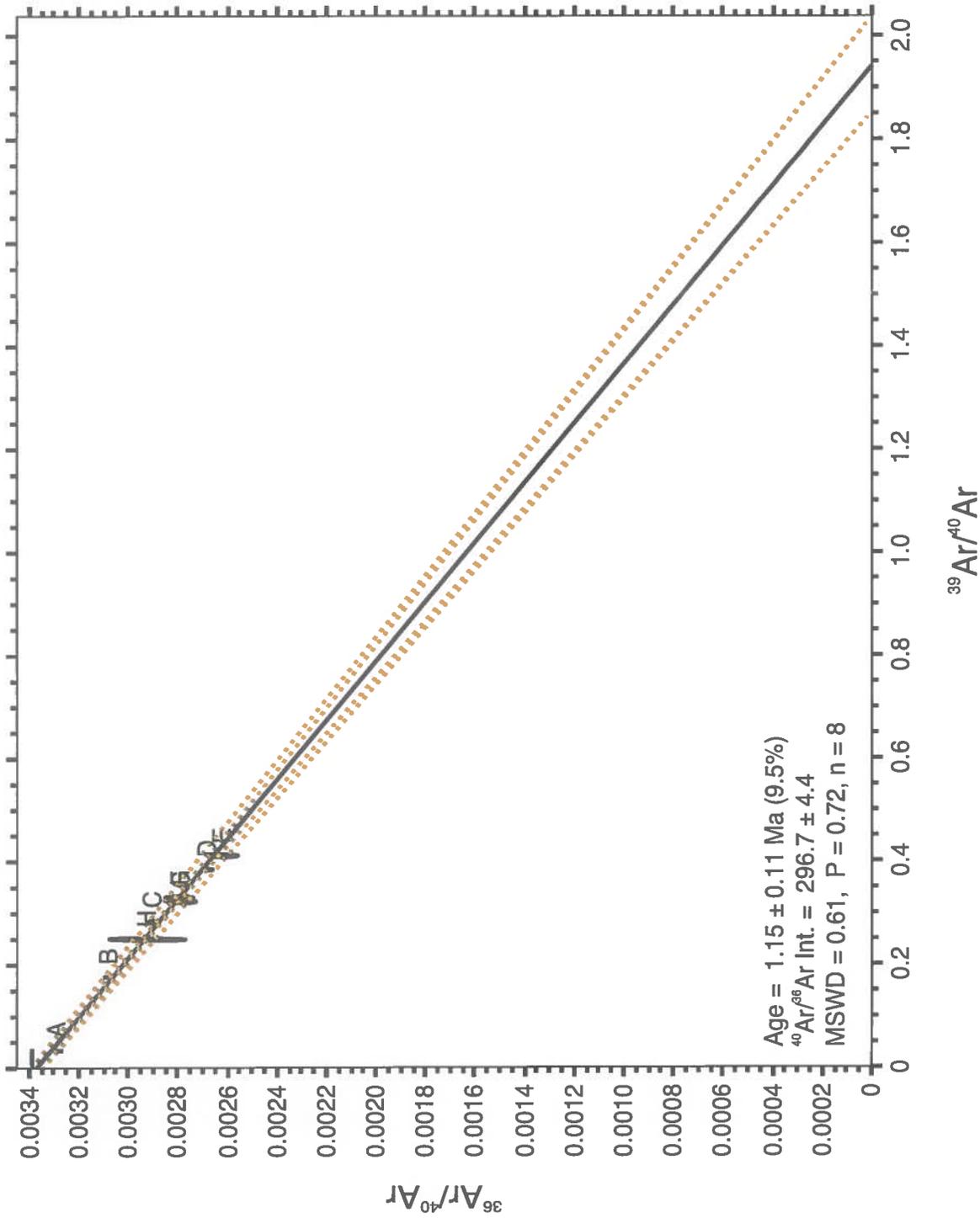
Step-Heating Information**Data**

40Ar/39Ar Step-Heating Data for Run 13895-01; M24-GPSG197

Run ID	Status	Watts	Ca/K	Cl/K	36Ar/39Ar	%36Ar(Ca)	40*Ar/39Ar	Mol 39Ar x e-14	% Step	Cum. %	%40Ar*	Age (Ma)	± Age	Group
M24-GPSG197, Run ID# 13895-01 (J = 0.0012335 ± 9.000000e-7):														
*13895-01A	OK	3.00	0.44750	0.01771	0.088551	0.1	0.81637	3.6119	3.9	3.9	3.0	1.81578	0.45976	1
*13895-01B	OK	6.00	0.62396	0.01704	0.017242	0.5	0.51627	27.3140	29.3	33.2	9.3	1.14852	0.08105	1
*13895-01C	OK	9.00	1.00834	0.01629	0.010222	1.5	0.50298	26.6155	28.6	61.8	14.5	1.11894	0.05174	1
*13895-01D	OK	12.00	1.83927	0.01701	0.007203	3.8	0.54303	19.9174	21.4	83.2	21.0	1.20801	0.04515	1
*13895-01E	OK	15.00	3.56260	0.02028	0.006878	7.7	0.55245	6.3840	6.9	90.1	22.8	1.22898	0.10541	1
*13895-01F	OK	18.00	7.95078	0.02889	0.009576	12.3	0.53629	3.7789	4.1	94.1	17.8	1.19304	0.12146	1
*13895-01G	OK	22.00	17.06811	0.02960	0.011044	22.9	0.54849	4.2874	4.6	98.7	17.8	1.22016	0.12658	1
*13895-01H	OK	30.00	17.00190	0.02800	0.014104	17.9	0.55063	1.1761	1.3	100.0	13.8	1.22492	0.40675	1
Integ. Age =														
(*) Plateau Age = 100.0														

Sample	ID	MSWD	Irrad.	Material	J	± J	Integ. Ca/K	± Integ. Ca/K	Integ. Age	Error	% Rad	Plat. Age ± w/o J
M24-GPSG1	13895-01	190A	Masa Fundamental	0.0012335	0.0000009	2.4391	0.0131	0.534798	0.027355	1.19	0.12	1.178 0.057
± w/ J	MSWD	Prob.	Steps	n	n-tot	% Gas	Mol 39	Ca/K	± Ca/K			
0,057	0,6	0,76	A-H	8	8	100	9,31E-13	11,632	10,9871			

Isochron for Run 13895-01 (M24-GPSG197)



Isochron Information

Data												
Summary Isochron Data for												
Sample	Run ID	Age	MSE	40/36tr	MSE	MSWD	Prob	n	Pct. Gas	Steps		
M24-GPSG1	13895-01	1.146	0.11	296.7	4.4	0.609	0.723	8	0.0	-		
Run ID	Status	40*Ar/39Ar (36/40)isoc	%±	39/40)isoc	%±	Correl	36/39	Group				
M24-GPSG197								1				
13895-01A	OK	0.81637	0.0032849	0.8	0.03712	0.460	0.499	1				
13895-01B	OK	0.51627	0.0030741	0.7	0.17922	0.338	0.632	1				
13895-01C	OK	0.50298	0.0028975	0.8	0.28761	0.293	0.581	1				
13895-01D	OK	0.54303	0.0026772	1.0	0.38616	0.296	0.496	1				
13895-01E	OK	0.55245	0.0026168	2.5	0.41181	0.617	0.230	1				
13895-01F	OK	0.53629	0.0027861	2.1	0.33103	0.751	0.351	1				
13895-01G	OK	0.54849	0.0027837	2.2	0.32499	0.869	0.308	1				
13895-01H	OK	0.55063	0.0029201	5.3	0.25057	0.814	0.099	1				



Datos adicionales para Informe 09/2016 de Sra. Florencia Bechis

Razón 40/36 de argón atmosférico: 295.5 ± 0.5
 MSWD aceptable: < 3

Se utiliza estándar Fish Canyon (FC, 28.201 Ma.) para interpolación en el cálculo de J.

Condiciones mínimas para el Plateau: 3 pasos consecutivos con concordancia de error a 2 sigma y por lo menos un 50% de Ar^{39} .

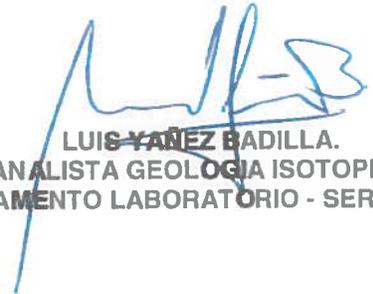
En el informe, los errores en las edades están expresados en el ámbito de dos sigmas de confiabilidad.

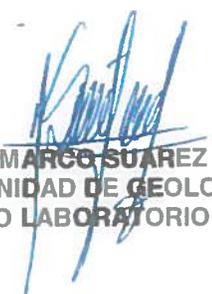
En los espectros de step-heating, los errores están expresados con dos sigmas de confiabilidad.

En las tablas de datos y el diagrama de isócrona inversa, los datos están expresados con un sigma de confiabilidad.

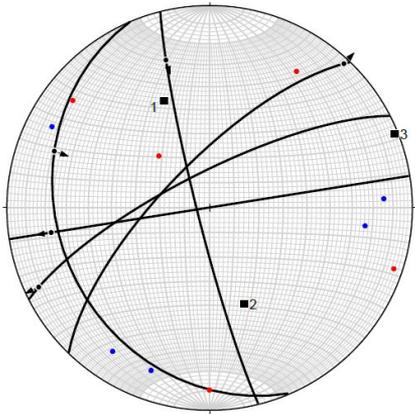
Cada tres o cuatro pasos se hicieron análisis de niveles de blancos, que permitieron ir corrigiendo los resultados posteriores.

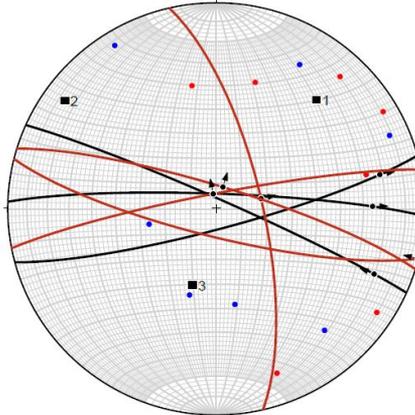
Análisis realizado en espectrómetro de masas MAP 215-50, con Multiplicador de electrones y laser de CO_2 .


 LUIS YAÑEZ BADILLA.
 ANALISTA GEOLOGIA ISOTOPICA
 DEPARTAMENTO LABORATORIO - SERNAGEOMIN


 MARCO SUÁREZ
 VºBº JEFE (S) UNIDAD DE GEOLOGIA ISOTOPICA
 DEPARTAMENTO LABORATORIO - SERNAGEOMIN

APÉNDICE II: DATOS CINEMÁTICOS

Estación	Coordenadas		Unidad	Rumbo/ Inclinación	Rake (tipo)	
	Gps	Coordenadas				
1	154	41° 09' 21'' S 71° 48' 22'' O	CC	166°/85°	155° (S)	
				157°/26°	130° (I)	
	155	41° 09' 23,50'' S 71° 48' 23,10'' O		224°/72°	177° (D)	
				243°/76°	8° (S)	
	156	41° 09' 24,40'' S 71° 48' 24'' O		261°/90°	22° (S)	

2	158	41° 09' 40,60'' S 71° 48' 45,50'' O	TIII	347°/72°	-	
				287°/81°	-	
	160	41° 09' 41'' S 71° 48' 47,90'' O		104°/79°	-	
	182 D	41° 09' 31,84'' S 71° 48' 44,50'' O		75°/82°	21° (S)	
	183 D	41° 09' 31,60'' S 71° 48' 44,40'' O		294°/86°	161° (S)	
	184 D	41° 09' 28'' S 71° 48' 43,50'' O		272°/84°	154° (D)	
	199	41° 09' 18,90'' S 71° 48' 39,50'' O		259°/84°	-	

3	170	41°09'33,50'' S 71°48'29,45'' O	FC	137°/80°	-(S)	
				72°/72°	90° (N)	

4	179	41° 09'27'' S 71° 48'09,25'' O	CC	17°/58°	123° (N)	
				42°/68°	90° (N)	

5	182	41° 09'21,75'' S 71° 47'48,55'' O	CC	298°/82°	-(S)	
				301°/70°	-(S)	
	183	41° 09'15,54'' S 71° 47'46,18'' O		272°/90°	45 (D)	

6	188	41° 09' 12,20'' S 71° 47' 24,50'' O	CC	359°/84°	-(D)	
	189	41° 09' 10,15'' S 71° 47' 17,18'' O		09°/70°	-(D)	
				32°/70°	163° (S)	
				39°/64°	83° (I)	

7	200	41° 09' 13,68'' S 71° 47' 36,24'' O	CC	65°/64°	121° (I)	
	201	41° 09' 58,78'' S 71° 46' 48,22'' O		5°/72°	-(D)	
	202	41° 09' 58,78'' S 71° 46' 48,22'' O		354°/81°	132° (S)	
	203	41° 09' 58,78'' S 71° 46' 48,22'' O		192°/56°	53° (N)	
	204	41° 09' 58,78'' S 71° 46' 48,22'' O		174°/46°	85° (N)	

8	191	41° 08' 46,13'' S 71° 46' 56'' O	CC	342°/84°	-(S)	
				344°/80°	-(S)	
	193	41° 08' 49,40'' S 71° 46' 34'' O		60°/67°	8° (D)	
	194	41° 08' 50'' S 71° 46' 28,30'' O	CVSC	357°/90°	-(D)	
9	166	41° 08' 39,60'' S 71° 48' 30,10'' O	CC	59°/86°	40° (S)	
				216°/82°	160° (D)	

Tabla A. Datos cinemáticos agrupados según estación. **Litologías.** CC: Complejo Colohuincul. CVSC: Complejo Volcano-Sedimentario Cordillerano. FC: Formación Coluco. TIII: Unidad Tronador III. **Cinemática.** Fallas S: Sinistrales; D: Dextrales; N: Normales; I: Inversas. Los círculos máximos de color negro son las fallas donde pudieron reconocerse estrías y medir su *rake*. En las de color rojo se determinó la cinemática aparente (sin presencia de indicadores). Las de color rojo punteadas son aquellas zonas de cizalla dúctil en las que se determinó la cinemática. Con puntos rojos se representaron los ejes de estiramiento de cada estructura. Con puntos azules, los ejes de acortamiento. También se representan los ejes principales del elipsoide de deformación calculados (1: eje máximo; 2: eje intermedio; 3: eje mínimo).

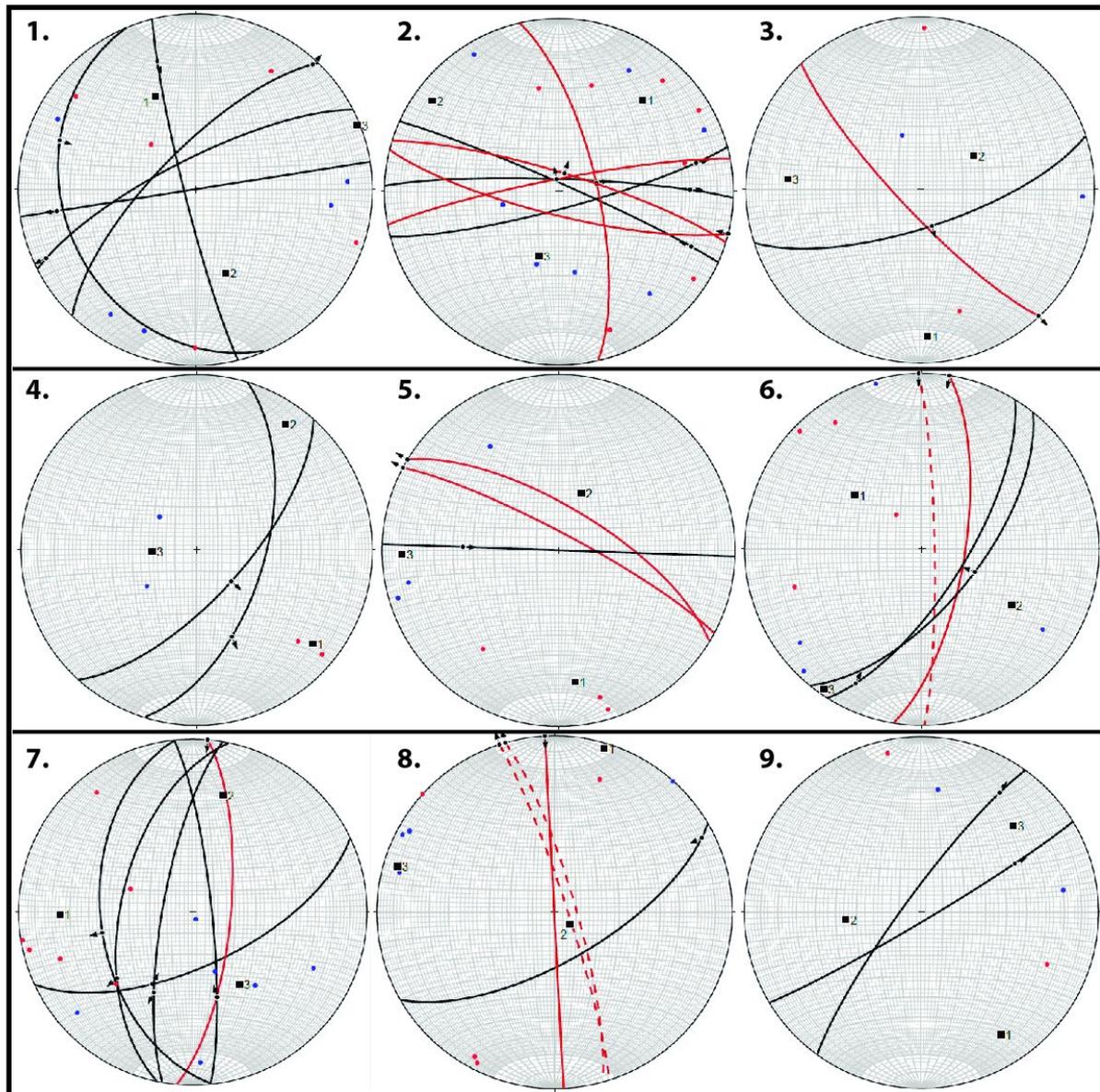


Figura A. Datos cinemático agrupados según su estación. Los círculos máximos de color negro son las fallas donde pudieron reconocerse estrías y medir su *rake*. En las de color rojo se determinó la cinemática aparente (sin presencia de indicadores). Las de color rojo punteadas son aquellas zonas de cizalla dúctil en las que se determinó la cinemática. Con puntos rojos se representaron los ejes de estiramiento de cada estructura. Con puntos azules, los ejes de acortamiento. También se representan los ejes principales del elipsoide de deformación calculados (1: eje máximo; 2: eje intermedio; 3: eje mínimo).