

Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Biblioteca Digital FCEN-UBA

Evolución magmatotectónica cenozoica del noroeste de Neuquén (37° 00' - 38° 00' S., Argentina)

Rovere, Elizabeth Ivonne
2008

Tesis Doctoral

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Universidad de Buenos Aires

www.digital.bl.fcen.uba.ar

Contacto: digital@bl.fcen.uba.ar

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Fuente / source:

Biblioteca Digital de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales - Universidad de Buenos Aires



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias Geológicas

**EVOLUCIÓN MAGMATOTECTÓNICA CENOZOICA
DEL NOROESTE DE NEUQUÉN (37° 00' - 38° 00' S., ARGENTINA)**

Tesis presentada para optar al Título de Doctor de la Universidad
de Buenos Aires en Ciencias Geológicas

Elizabeth Ivonne Rovere

Director de Tesis: Eduardo A. Rossello
Lugar de trabajo: Servicio Geológico Minero Argentino
Buenos Aires, 2007

A mis hijos Sebastián y Sofía

A mis padres Mario y Ofelia

INDICE

RESUMEN	7
ABSTRACT	10

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN	14
UBICACIÓN Y ÁREA QUE ABARCA EL ESTUDIO	17
NATURALEZA DEL TRABAJO	18
AGRADECIMIENTOS	20

CAPÍTULO 2

2.I MARCO REGIONAL

2.I.1 CONTEXTO TECTÓNICO DEL VOLCANISMO EN SUDAMÉRICA	23
2.I.2 DISTRIBUCIÓN Y DISEÑO ESPACIAL DEL VOLCANISMO NEÓGENO ENTRE LOS 37° Y 38° SUR	24
2.I.3 INVESTIGACIONES ANTERIORES	25
2.I.4 CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO PALEOZOICO Y MESOZOICO	28
Formación Nahueve	31
Formación Epu Lauquen	36

2.II ESTRATIGRAFÍA DE LAS UNIDADES PLUTÓNICAS, VOLCÁNICAS Y VOLCANOCLÁSTICAS CENOZOICAS

2.II.1 CONCEPTOS INTRODUCTORIOS	40
2.II.1.i <i>Paleógeno</i>	
2.II.1.ii <i>Mioceno</i>	42
2.II.1.iii <i>Plioceno</i>	
2.II.1.iv <i>Pleistoceno</i>	
2.II.2 ASOCIACIÓN VOLCÁNICO SEDIMENTARIA PALEÓGENA	47
Grupo Molle	47
Formación Lileo	52
2.II.3 ASOCIACIÓN PLUTÓNICO VOLCÁNICA MIOCENA	54
Formación Arroyo Palao	54
Formación Mandolegië	57
Andesita Cerro Moncol	60
Formación Invernada Vieja	62
Formación Trapa-Trapa	64

Formación Mitrauquén	67
Granodiorita Cerro Columpio	69
2.II.3 COMPLEJO VOLCÁNICO CAVIAHUE (CVC)	71
Formación Hualcupén	71
Formación Las Mellizas	75
Formación Riscos Bayos	77
Formación Copahue	79
Formación Cerro Trolón	82
Formación Pino Andino	83
Formación Las Termas	85
2.II.4 COMPLEJO VOLCÁNICO LOS MICHES	87
Formación Reñileuvú	87
Formación Cerro Centinela	90
Formación Bella Vista	91
Formación Guañaco	93
Depósitos de ceniza	96

CAPÍTULO 3

3.I MARCO TECTÓNICO	99
3.I.1 PRECENOZOICO	99
3.I.2 PALEÓGENO	101
3.II.3 NEÓGENO	104
3.II CARACTERIZACIÓN ESTRUCTURAL DEL ÁREA CLAVE	
FALLAS Y LINEAMIENTOS	105
3.II.1 FALLAS Y LINEAMIENTOS	107

CAPÍTULO 4

4 UNIDADES MAGMÁTICAS	111
4.I VOLCANISMO MESOZOICO	111
<i>Introducción</i>	111
<i>Desarrollo eruptivo mesozoico: Formaciones Nahueve y Epu Lauquen</i>	114
4.II ASOCIACIONES Y COMPLEJOS MAGMÁTICOS	117
<i>Introducción</i>	117
4.II.1 ASOCIACIÓN VOLCÁNICO SEDIMENTARIA	
PALEÓGENA	117
4.II.2 ASOCIACIÓN PLUTÓNICO VOLCÁNICA MIOCENA	118
<i>Granodiorita Cerro Columpio</i>	120
4.II.3 VOLCANISMO PLIO-PLEISTOCENO	120
4.II.3.i Complejo Volcánico Los Miches	120
<i>Volcanes de la Formación Bella Vista (Plioceno)</i>	123
<i>Volcanes de la Formación Guañaco (Pleistoceno)</i>	123
4.II.3.ii Complejo Volcánico Caviahue	124
<i>Actividad histórica y reciente del volcán Copahue</i>	126
4.II.4 ANÁLISIS COMPARATIVO REGIONAL DE LOS	
COMPLEJOS VOLCÁNICOS	127
4.III FORMACIÓN DE CALDERAS	131

4.III.1 TUMESCENCIAS Y FALLAS CIRCUNFERENCIALES	133
4.III.2 CRÁTERES Y TUMESCENCIA DEL VOLCÁN GUAÑACO	134

CAPITULO 5

5.I GEOCRONOLOGIA	138
-------------------	-----

CAPÍTULO 6

6.GEOQUÍMICA	145
6.I. ELEMENTOS MAYORITARIOS	150
6.I.1. FORMACIONES NAHUEVE Y EPU LAUQUEN (MESOZOICO)	150
6.I.1.i <i>Comparación regional de las volcanitas mesozoicas</i>	154
6.I.2. VOLCANITAS PALEÓGENAS	154
6.I.2.i. <i>Grupo Molle</i>	157
6.I.2.ii. <i>Volcanitas de los cerros Negro, Bonete, El Convento y basaltos del Arroyo Tracalén</i>	158
6.I.2.iii <i>Comparación regional de las volcanitas paleógenas</i>	159
6.I.3 UNIDADES MAGMÁTICAS MIOCENAS	160
6.I.3.i <i>Comparación regional de las rocas magmáticas miocenas</i>	164
6.I.4 VOLCANITAS PLIOCENAS	165
6.I.4.i <i>Formación Cerro Centinela</i>	165
6.I.4.ii <i>Formación Bella Vista</i>	166
6.I.4.iii <i>Comparación regional de las volcanitas pliocenas</i>	169
6.I.5 FORMACIÓN GUAÑACO (PLEISTOCENO)	170
6.I.5.i <i>Comparación regional de las volcanitas pleistocenas</i>	173
6.II ELEMENTOS TRAZA	173
6.II.1 VOLCANITAS DE LAS FORMACIONES NAHUEVE Y EPU LAUQUEN (MESOZOICO)	177
<i>Análisis comparativo de las unidades mesozoicas</i>	181
6.II.2 GRUPO MOLLE (EOCENO-OLIGOCENO)	182
<i>Análisis de las unidades paleógenas</i>	185
6.II.3 ROCAS MAGMÁTICAS MIOCENAS	185
<i>Análisis de las unidades miocenas</i>	190
6.II.4 VOLCANITAS DE LA FORMACIÓN CERRO CENTINELA (PLIOCENO)	190
<i>Análisis de las volcanitas Pliocenas</i>	194
6.II.5 FORMACIÓN GUAÑACO (PLEISTOCENO)	194
<i>Análisis de las volcanitas pleistocenas</i>	198
6.III ESTUDIO INTEGRADO DE LAS SECUENCIAS VOLCÁNICAS	199
6.III.1 COMPORTAMIENTO GEOQUÍMICO Y PROCESOS INVOLUCRADOS.	200
<i>Comparación en la cordillera de los Andes</i>	200
6.III.2 VOLCANISMO BÁSICO: EL MANTO	200
6.III.3 VOLCANISMO INTERMEDIO A ÁCIDO: LA CORTEZA	201
6.III.4 COMPORTAMIENTO DE LOS ELEMENTOS MAYORITARIOS	201

<i>Mesozoico</i>	201
<i>Paleógeno</i>	201
<i>Mioceno</i>	202
<i>Plioceno</i>	203
<i>Pleistoceno</i>	203
6.III.5 SIGNATURA DE LOS ELEMENTOS TRAZAS	204
6.III.6 RESUMEN Y CONSIDERACIONES ACERCA DE LA PETROGÉNESIS DEL VOLCANISMO	204

CAPÍTULO 7

7.I EVOLUCION MAGMATO-TECTÓNICA	208
<i>Evolución tectonomagmática durante el Neógeno</i>	209
<i>Desarrollo de la caldera del Agrio</i>	210
<i>Los petit spots o minivolcanes</i>	211
<i>Consideraciones Tectónicas sobre la distribución, densidad y tamaño de los volcanes</i>	212
<i>Migración de cámaras magmáticas y variaciones en la disposición del eje del arco volcánico. Plioceno-Pleistoceno-Holoceno</i>	212

CAPÍTULO 8

8.I DISCUSIONES	216
8.I.1 REASIGNACIONES CRONOESTRATIGRAFICAS	216
8.I.2 IMPORTANCIA DEL MAGMATISMO MIOCENO	217
8.I.3 EL VOLCANISMO POST-MIOCENO	218

CAPÍTULO 9

9.I CONCLUSIONES	221
-------------------------	-----

CAPÍTULO 10

10.I LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO	227
---	-----

ANEXO 1 PETROGRAFÍA - MICROFOTOGRAFÍAS

ANEXO 2 GEOQUÍMICA - TABLAS

ANEXO 3 FOTOGRAFÍAS

RESUMEN

Este trabajo constituye un completo aporte al conocimiento geológico del volcanismo cenozoico en el noroeste de Neuquén. Presenta novedosos datos de índole científica, tales como datos geocronológicos y geoquímicos de rocas volcánicas y plutónicas. Estas rocas pertenecen a una región denominada "área clave", ubicada en un sector ubicado entre los 37° y 38° S al oeste de la cordillera del Viento. En este trabajo se presentan por primera vez estudios geoquímicos y geocronológicos con el propósito de analizar la evolución magmato-tectónica en el "área clave".

Esto permitió realizar una comparación en el contexto volcánico de los Andes norpatagónicos entre el "Complejo Volcánico Los Miches" (ubicado en el "área clave") y el "Complejo Volcánico Caviahue" (ubicado al sur). El mismo da cumplimiento a los requisitos de la Universidad de Buenos Aires para optar al Doctorado en Ciencias Geológicas.

Se resume la estratigrafía paleozoica y mesozoica de la región comprendida entre 37° y 38° S, desde el sector sudoccidental de la cordillera del Viento y el margen occidental de la cuenca neuquina hasta el límite fronterizo argentino-chileno. Estas unidades no se describen en detalle debido a que no corresponden al objetivo de este trabajo. No obstante, a modo de excepción, dos unidades mesozoicas, las Formaciones Nahueve y Epu Lauquen, son detalladas debido a que se obtuvieron nuevas dataciones durante la realización de este trabajo y pertenecen al "área clave".

Se propone un esquema estratigráfico para el magmatismo cenozoico formado por las siguientes unidades agrupadas en dos Asociaciones y dos Complejos. El Complejo **Volcánico Caviahue**: Fm. Las Termas (Pleistoceno superior-Reciente), Fm. Pino Andino (Pleistoceno medio a superior), Fm. Cerro Trolón (Pleistoceno), Fm. Copahue (Pleistoceno), Fm. Riscos Bayos (Plioceno superior), Fm. Las Mellizas (Plioceno) y Fm. Hualcupén (Plioceno a Pleistoceno inferior); **Complejo Volcánico Los Miches**: Fm. Guañaco (Pleistoceno inferior a medio), Fm. Bella Vista (Plioceno superior), Fm. Cerro Centinela (Plioceno), Fm. Reñileuvú (Plioceno medio a superior). La **Asociación Plutónico Volcánica Miocena** compuesta por: Fm. Mitrauquén (Mioceno Medio a Plioceno inferior), Fm. Mandolegüe (Mioceno), Fm. Trapa-Trapa (Mioceno Medio a Superior), Fm. Invernada Vieja (Mioceno Medio a Superior), Andesita Cerro Moncol (Mioceno Medio a Superior), Granodiorita Cerro Columpio

(Mioceno) y Fm Arroyo Palao (Mioceno Inferior a Medio). La **Asociación Volcánico Sedimentaria Paleógena** está compuesta por: Fm. Lileo (Oligoceno – Mioceno inferior) y Gr Molle (Paleoceno - Eoceno).

El hallazgo de centros volcánicos del Jurásico medio (Fm. Nahueve, 167 ± 6 Ma) y Cretácico superior (Fm. Epu Lauquen, 94 ± 4 Ma) extiende los límites geográficos conocidos del arco volcánico y el margen activo mesozoicos. Asimismo, se reconocieron por primera vez en territorio argentino las ignimbritas miocenas de la Formación Mitrauquén, evento eruptivo definido en territorio chileno e identificado en el valle del río Reñileuvu; y la Formación Mandolegüe que fuera anteriormente considerada pliocena y modificada en sus términos cronoestratigráficos al Mioceno.

Los primeros episodios volcánicos neógenos de la región estudiada se desarrollaron durante el Mioceno temprano, sin embargo, se reconoce al Mioceno tardío (a partir de 28 Ma.) como el de mayor actividad tectónica. Este es el momento de subducción más lenta y más oblicua en el segmento de la cordillera al sur de los 35° S. Del mismo modo, la obtención de nuevas edades en rocas del Grupo Molle, de las Formaciones Mandolegüe, Lileo, Arroyo Palao, Cerro Centinela, Bella Vista, Guañaco y de la Granodiorita Cerro Columpio permitió determinar a estas latitudes la distribución de sus afloramientos en territorio argentino y delinear las estructuras que ponen en contacto a las distintas unidades volcánicas.

Los estudios petrogenéticos se centran en las unidades de la región de Los Miches y particularmente en el "área clave", así como en el análisis del volcanismo central Plioceno de la Formación Cerro Centinela y la evolución magmatotectónica de los volcanes basálticos (olivínicos) pleistocenos de la Formación Guañaco.

Se relaciona la evolución espacial y temporal del magmatismo y la deformación del Neógeno al norte del lineamiento de la cordillera de Mandolegüe con los parámetros de angularidad, velocidad de convergencia y profundidad de la placa subducida. Durante el Mioceno se produjo el emplazamiento del plutón del cerro Columpio y se elevó la cordillera de Mandolegüe a través de un proceso de endomamiento térmico que produjo decenas de pequeños conos monogénicos (contemporáneamente, en el retroarco se desarrolló el Complejo volcánico Chachahuén). A partir del Plioceno, el ángulo de subducción retorna a un ángulo normal (del orden de los 30°) que expone un manto hidratado mediante una cuña astenosférica más gruesa.

La modificación de los campos de esfuerzos actuantes produjo ambientes de compresión y transtensión que generaron la reactivación de fallas preexistentes

(paleozoicas y/o mesozoicas) durante el Mioceno y determinaron nuevas zonas de fractura que migraron en dirección noreste a partir del Neógeno. Se reconocieron tres fallas circunferenciales localizadas hacia el noroeste de Copahue: a) $37^{\circ} 35' S - 70^{\circ} 45' O$, b) $37^{\circ} 40' S - 70^{\circ} 40' O$, y c) $37^{\circ}50'S - 71^{\circ}00' O$. Además, se identificaron estructuras magmato-neotectónicas vinculadas a procesos de subsidencia térmica en la región de Copahue que exponen una distribución alineada hacia el Noreste desde el volcán Copahue hasta la cordillera del Viento a lo largo de la cordillera de Mandolegüe. Las cámaras magmáticas determinantes del arco volcánico Neógeno no presentan evidencias de migración en este segmento de la cordillera.

Se describe la evolución de los Complejos Volcánicos Caviahue (CVC) y Los Miches, centrados en los volcanes Cerro Centinela (oeste de la cordillera del Viento - C.V.-) y Copahue (en la actual caldera del Agrio) asociada con la existencia del bloque competente de la C.V. (al norte de los $37^{\circ} 30' S$) que condiciona una tectónica constrictiva. La interpretación tectono-magmática indica que: en la región sur, como dicha limitación mecánica -C.V.- no existe, la deformación pudo propagarse más fácilmente hacia el este y generó fallas normales de alivio y el consecuente colapso de una caldera. Las fallas circunferenciales se distribuyen a lo largo de un plano intermedio entre las dos regiones.

Se provee un contexto magmato-tectónico regional enriquecido con un más ajustado control cronoestratigráfico, que genera un aporte a las actividades exploratorias y al manejo sustentable de los recursos naturales.

Palabras Claves

Volcanismo – Evolución magmática – Tectónica – Complejo Volcánico Los Miches - Geocronología - Cordillera de los Andes – Neuquén

ABSTRACT

The present contribution has the objective to fulfil the requirements of the Buenos Aires University for a PhD Thesis in Geology. This work represents a contribution to the geological and magmato-tectonic knowledge of the Northwest of Neuquén province (Argentina) between 37° S and 38° S. In particular, the geological field work in the región of Cerro Centinela and the Copahue volcano could complete the stratigraphical scheme, from the magmatic and sedimentary units mapping and isotopic dating.

In this way, a stratigraphical column is proposed for the Cenozoic magmatism formed by the following units, from recent to older, grouped in two Associations and two Complexes. **Caviahue Volcanic Complex:** Las Termas Fm. (Upper Pleistocene to Recent), Pino Andino Fm. (Middle to Upper Pleistocene), Cerro Trolón Fm. (Pleistocene), Copahue Fm. (Pleistocene), Riscos Bayos Fm. (Upper Pliocene), Las Mellizas Fm. (Pliocene), Hualcupén Formation (Pliocene to Lower Pleistocene). **Los Miches Volcanic Complex:** Guañaco Fm. (Lower to Middle Pleistocene), Bella Vista Fm. (Upper Pliocene), Cerro Centinela (Upper Pliocene), Reñileuvú Fm. (Middle to Upper Pliocene). The **Plutonic Volcanic Miocene Association:** Mitrauquén Fm. (Middle Miocene to Lower Pliocene), Mandolegüe Fm. (Miocene), Trapa-Trapa Fm. (Middle to Upper Miocene), Invernada Vieja Fm. (Middle to Upper Miocene), Cerro Moncol Andesite (Middle to Upper Miocene), Cerro Columpio Granodiorite (Miocene) and Arroyo Palao Fm (Lower to Middle Miocene). The Paleogene Volcano Sedimentary Association: Molle Group (Paleocene to Oligocene) and Lileo Formation (Oligocene to Lower Miocene).

Furthermore, Epu Lauquen Formation (Cretaceous) and Nahueve Formation (Jurassic) were redefined. The discovery of Middle Jurassic volcanic centers (Nahueve Formation, 167 ± 6 Ma) and Cretaceous (Epu Lauquen Formation, 94 ± 4 Ma) extends the geographical boundaries known of the volcanic arc and the Mesozoic active margin.

The first field observations of Miocene Mitrauquen ignimbrites were recognized in the Reñileuvú river in Argentina, this high volcanic explosivity event deposit was formerly mentioned in Chile. During Late Miocene, slow and oblique convergence occurred in this región of the Cordillera. In the same way, new data in geochronological ages from the Molle Group, Nahueve, Epu Lauquen, Mandolegüe,

Lileo - Arroyo Palao (Cura Mallín), Cerro Columpio, Cerro Centinela, Bella Vista and Guañaco Formations could determine at these latitudes the distribution of its outcrops in Argentina territory and delineate the structures that put in contact different volcanic units.

In the "key area", a central Pliocene volcanism attributed to Cerro Centinela Formation is described. Small basaltic Pleistocene volcanoes of Guañaco Formation lavas have subalkaline and undifferentiated mantle magma trends.

Magmatic temporal and spatial evolution is in relation to Neogene deformation north from the cordillera de Mandolegüe, angularity, convergencial velocity and slab depth. During Middle Miocene (12,6 to 10 Ma) the emplacement of Cerro Columpio granodioritic pluton occurred; in correlation to a thermal uplift of Mandolegüe cordillera through a process of magmato-tectonic doming that produced tens of small monogenic cones. Since Pliocene, the subduction angle returns to a normal angle (about 30°) that expose an hydrated mantle through an astenospheric wedge thicker that produced a more dispersed melt.

Changes in acting stress fields produced compressive and transtensive forces that generated preexistent fault reactivation (Paleozoic and/or Mesozoic) during Miocene and determined new fracture zones that migrated northeastward since Neogene. These morphotectonic changes controlled the distribution of contemporaneous depocenters of lacustrine margins related with a decreasing of the sea level to the south and west.

Three circumferential faults were recognized they're located next to: a) 37° 35' S- 70° 45' W, b) 37° 40' S – 70° 40' W, and c) 37° 50'S – 71° 00' W. Furthermore, in the región of Copahue magmato-tectonic structures related to thermal subsidence show aligned northeastward trends oriented to "cordillera del Viento", through the Mandolegüe cordillera. Magma chambers didn't evidence migration processes in this sector of the Andes.

The evolution of Plio-Pleistocene volcanic centers of Los Miches Volcanic Complex (centered in Centinela-Huaraco volcano) west of cordillera del Viento and Caviahue Volcanic Complex (centered in Copahue volcano and Caviahue (Del Agrio) caldera) in relation to the cordillera del Viento block (north from 37° 30' S) evolved into a contemporaneous tectonic uplift. Oppositely, in the southern región, this mechanical boundary do not exist, in that way the deformation could propagate smoothly eastward and facilitate the presence of normal distressed faults and a caldera

collapse. Circumferential faults distributed along an intermediate plane between both regions.

Informative schemes based on volcanic aspects were described. This section (Anexo 4) is focused on the mitigation of volcanic hazard of Copahue volcano in Caviahue village, severely damaged after July 2000 eruption.

Here is exposed an enriched regional magmato-tectonic context with a detailed chronostratigraphical control that contributes to natural resources exploratory and sustainable activities.

Key words

Magmato-tectonics - Volcanism – Evolution – Tectonism – Los Miches Volcanic Complex - Caviahue Volcanic Complex - Neogene – Geochronology - Volcanic Hazard – Andes Cordillera – Neuquen Province – Argentina.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

Este trabajo corresponde a la Tesis Doctoral que se presenta como un aporte al conocimiento de la evolución magmática y tectónica de un sector del noroeste de Neuquén. El área de estudio se localiza en la región Noroccidental de la Provincia del Neuquén (Argentina) comprendida entre los 37° y 38° S y el límite con Chile. El objetivo principal a desarrollar es el análisis evolutivo del magmatismo y la dinámica tectónica que lo controló, a través del estudio estratigráfico y estructural, interpretaciones analíticas (geoquímicas, petrológicas y geocronológicas), planteos, discusiones y conclusiones.

Dentro del área de estudio se ha definido un Área Clave en la región situada al oeste de la cordillera del Viento limitada al norte por el cerro Centinela y al sur por el volcán Guañaco, en la cual se han realizado estudios específicos y numerosas dataciones que aportaron a la interpretación de la evolución de la región.

También se describió en forma resumida en el Anexo 4 una descripción sobre los peligros volcánicos que presenta el volcán Copahue.

Se tomaron edades basadas en las divisiones estratigráficas de la Comisión Internacional de Estratigrafía según la Carta Estratigráfica Internacional (I.S.C. 2002).

Las rocas más antiguas del "área clave" fueron datadas en $54,2 \pm 2,7$ Ma (véase Cuadro 5.II) y corresponden al inicio (Eoceno) del magmatismo del Grupo Molle. Durante el Pleistoceno, a los $0,9 \pm 0,1$ Ma (véase Cuadro 5.V) finalizó el volcanismo en el "área clave" con la Formación Guañaco. Por consiguiente, la evolución magmato-tectónica cenozoica del "área clave" comenzó en el Eoceno y finalizó en el Pleistoceno Bajo, y en su investigación se centra este trabajo. Los procesos geológicos posteriores (Pleistoceno Medio al Reciente) no están relacionados con la evolución magmática. Si bien a partir del Pleistoceno Medio y Holoceno ocurrieron eventos sismo-tectónicos que dieron lugar a depósitos de remoción en masa, éstos no presentan relación con el magmatismo finalizado a los 0,9 Ma, por lo tanto no guardan ninguna relación con el objetivo del trabajo.

En los alrededores del arroyo El Catreo, Groeber (1946) describió volcanitas y flujos lávicos que, caracterizados por su buena conservación, fueron considerados de edad Holocenos (aproximadamente 500 años). No obstante, en este trabajo, la Colada Basalto El Catreo (Rovere *et al.*, 2004a) fue incorporada a la Formación Guañaco

debido a que, como las lavas del volcán Guañaco, conservan intactos sus rasgos morfológicos a pesar de poseer edades (K-Ar) que oscilan entre $1,4 \pm 0,2$ y $0,9 \pm 0,1$ Ma. Estas mediciones radimétricas fueron realizadas en laboratorio por la doctoranda (Rovere 1993a, b y c) e interpretado por diversos autores (Rovere *et al.* 1993 y 2004a).

Fuera del área clave y dentro de la región comprendida entre los 37° y 38° S, predominan las unidades de origen volcánico y volcanoclástico. En la región del volcán Copahue, se desarrolló un complejo volcánico que desarrolló su máxima expresión durante el Plioceno (Formación Hualcupén) y aún en la actualidad presenta actividad eruptiva. Se compara la interrupción del volcanismo en el "Complejo Volcánico Los Miches" ("área clave") y la continuidad (70 Km al sur) en el "Complejo Volcánico Caviahue". Se considera el cambio en el régimen tectónico, originando migración de las cámaras magmáticas y cese del volcanismo. También se determinó la generación de pequeños volcanes (*petit spots*) alineados a lo largo de fracturas originadas por focos de fusión parcial del manto así como la migración de los centros magmáticos en el "área clave" a los 0,9 Ma y la relación con el cambio en la geometría y la dinámica de la convergencia.

El desarrollo de este trabajo comenzó en el año 2000 paralelamente con los relevamientos de la Hoja Geológica Andacollo 3772-IV, a escala 1:250.000, realizada a través del Servicio Geológico Minero Argentino y publicada en el año 2004 (Rovere *et al.*, 2004a). Durante estos años se fueron publicando resultados parciales del trabajo, dados a conocer en revistas y congresos, orientados a la investigación de la evolución magmatotectónica de la cordillera Neuquina, el margen occidental de la Cuenca Neuquina y, en particular, del volcanismo Plio-pleistoceno de las Formaciones Cerro Centinela y Guañaco y la actividad eruptiva reciente del volcán Copahue.

Tras un primer capítulo introductorio donde se plantean las metodologías de trabajo, en el Capítulo 2 se describen el Marco Regional, con una recopilación de las investigaciones anteriores, el contexto tectónico del volcanismo regional, una síntesis de la evolución estratigráfica entre los 37° S y 38° S y la distribución y el diseño espacial del volcanismo neógeno. En la sección Estratigrafía, se presentan las unidades estratigráficas de naturaleza magmática, volcánica y volcanoclástica de edad cenozoica comprendidas en el ámbito de estudio con algunas modificaciones surgidas a partir de la actualización de dataciones isotópicas y sus interpretaciones geoquímicas; también se incorporan dos unidades volcánicas mesozoicas, las Formaciones Nahueve y Epu Lauquen.

MAPA DE UBICACIÓN

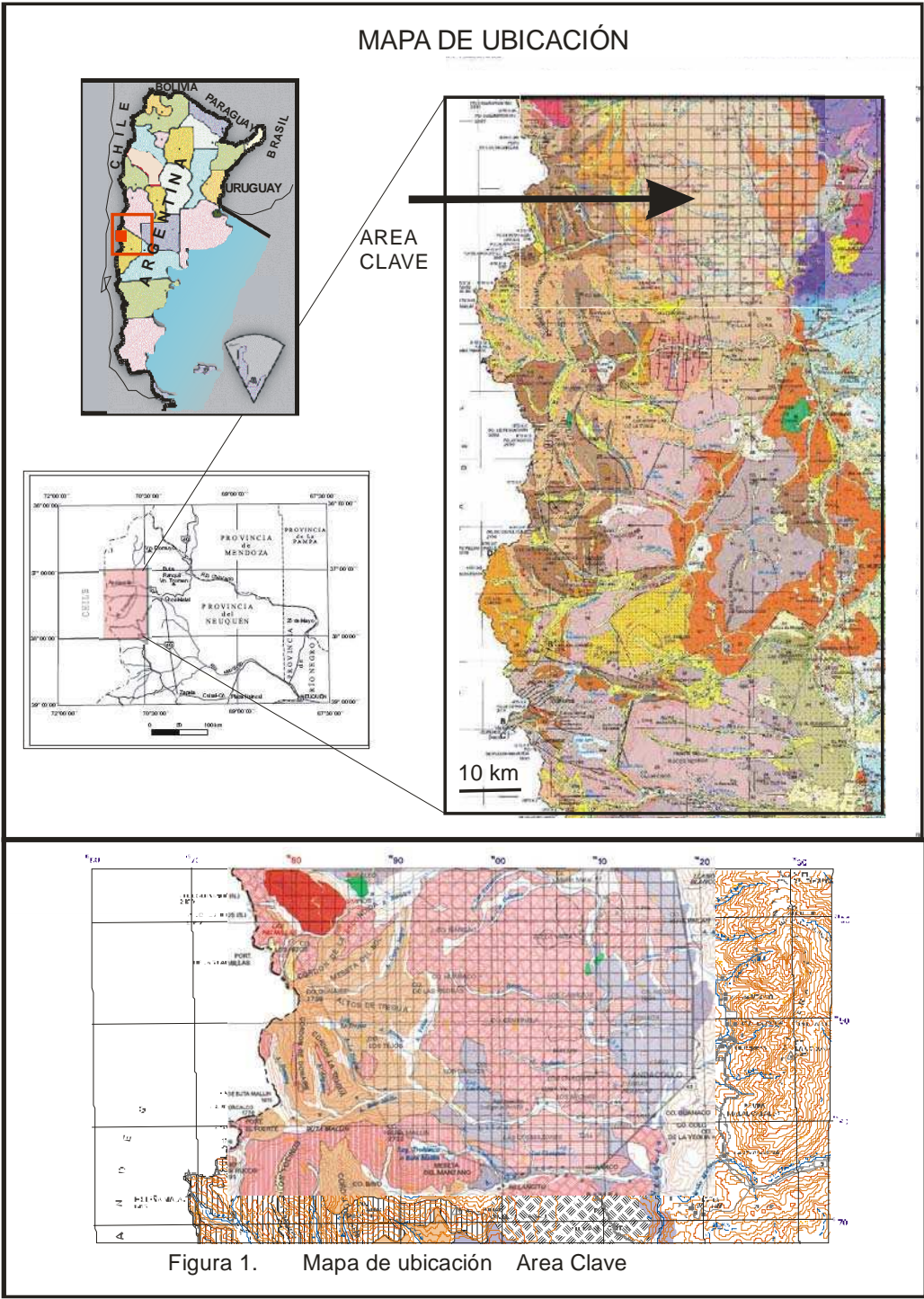


Figura 1. Mapa de ubicación Area Clave

Durante los trabajos de campo, en julio del año 2000 el volcán Copahue comenzó un episodio eruptivo que duró más de 4 meses. El complejo volcánico de Copahue-Caviahue y la actividad freatomagmática episódica del volcán Copahue son problemas tratados desde un punto de vista del riesgo volcanológico. El planteo histórico-volcánico y una hipótesis destinada a mitigar el incremento de la peligrosidad es la herramienta de transferencia de esta Tesis. El grado de vulnerabilidad es creciente en las dos localidades ubicadas en la base del volcán. Las villas de Copahue (población estacional 600 habitantes, 1080 camas turísticas) y Caviahue (año 2001: 450 habitantes, año 2006: 800 habitantes, 750 camas turísticas y 46 comercios) están en la ladera norte y este (dentro de la caldera del Agrio), del volcán activo respectivamente. Por ello, en el Anexo 4, “Peligrosidad volcánica: tipos de fenómenos volcánicos ocurridos en el volcán Copahue”, se describen los procesos, la historia y los peligros, como aporte y transferencia del conocimiento a la comunidad.

UBICACIÓN Y ÁREA QUE ABARCA EL ESTUDIO

El área que abarca el estudio se encuentra ubicado en la región noroccidental de la provincia del Neuquén, comprende el sector occidental de los departamentos Minas y Ñorquín. Se ha denominado “área clave” a la región situada al oeste de la cordillera del Viento limitada al norte por el cerro Centinela y al sur por el volcán Guañaco (véase Figura 1).

El área clave está delimitada al norte por el paralelo de 37°, al sur aproximadamente por el de 37° 30', el sector oriental lo limita el río Neuquén en su tramo norte-sur, y al oeste el arroyo La Tregua y su proyección longitudinal. Los estudios comparativos fuera del área clave se extienden hasta los 38° de latitud sur, hacia el este el límite de los afloramientos sedimentarios mesozoicos y al oeste el límite fronterizo entre Argentina y Chile.

La superficie total (“área clave” y alrededores) es de aproximadamente 4.000 Km².

Esta comprendida dentro de la Hoja Geológica Andacollo (3772-IV) escala 1:250.000, parcialmente en escala 1:200.000 de la antigua subdivisión del Mapa Geológico-Económico de la República Argentina: 32a Cordillera Reñileuvú y 33a (inérita) Volcán Copahue.

NATURALEZA DEL TRABAJO

El presente trabajo ha sido realizado siguiendo las normas para la realización y confección de Tesis doctorales de la Universidad de Buenos Aires.

El estudio de cortes petrográficos de rocas ígneas y sedimentarias fue efectuado en el laboratorio del Instituto de Sismología Volcánica (ERI) de la Universidad de Tokio en Japón y en las Delegaciones Mendoza, San Juan y La Rioja del Servicio Geológico Minero Argentino. Los análisis geoquímicos, tanto de elementos mayoritarios, trazas, microsonda electrónica y análisis isotópicos, fueron efectuados en su mayoría en el Laboratorio de Geoquímica Volcánica del Instituto de Investigaciones Sismológicas de la Universidad de Tokio y en el Instituto Misasa de la Universidad de Okayama, en Japón, bajo la dirección de los Doctores en Geofísica y Física Prof. Ichiro Kaneoka y Keisuke Nagao, respectivamente. También se realizaron dataciones en INGEIS, bajo la supervisión del Dr. Héctor Oстера; y análisis geoquímicos enviados a los laboratorios del Servicio Geológico de Canadá con la supervisión del Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR).

Las actividades desarrolladas para cumplimentar el presente Plan de Tesis se lleva a cabo en tres etapas principales.

1) La **primera etapa** comprendió la elaboración de la estratigrafía de la región a través de la recopilación de la información preexistente, la obtención de nuevos datos de campo en áreas particulares y el análisis de muestras en laboratorio.

Entre otras actividades se efectuó: a) El reconocimiento geológico regional y muestreo de unidades plutónicas y volcánicas de la región denominada “área clave”, situada al oeste de la cordillera del Viento y b) El análisis de muestras en laboratorio, preparación de cortes petrográficos, análisis geoquímicos (elementos mayoritarios y traza) y geocronológicos (dataciones isotópicas, K-Ar).

2) La **segunda etapa** abarcó el conjunto de actividades que se apoyan en la información anterior y consideró la base geológica local (Rovere *et al.*, 2004a). Las actividades de esta etapa están vinculadas con el desarrollo de la transferencia y el conocimiento: a- Construcción de la Hoja Andacollo y b- Transferencia a la comunidad.

Durante las tareas de campo, en julio del año 2000 comenzó una etapa eruptiva del volcán Copahue (Rovere *et al.*, 2000; Rovere 2000 a y b), lo cual enriqueció la investigación de los procesos volcánicos transformando el campo de estudio en un

laboratorio natural de observación.

3) La **tercera etapa** comprende la evaluación de la historia geológica del “área clave” a través de la reconstrucción tectónica y magmática y la elaboración final de la Tesis, tanto en la confección de ilustraciones como de su texto.

Inicialmente se concentró el trabajo en la resolución de planteos a través de la interpretación volcano-estratigráfica (Rovere 1985, 1988; Rovere *et al.*, 2004b; 2005 a, b; 2006), posteriormente en la evolución tectónica y magmática de la región, basada en el análisis comparativo, temporal y espacial, en particular entre el volcanismo Plio-Pleistoceno del Complejo Volcánico Los Miches (cerro Centinela-Huaraco y volcán Guañaco) (Rovere y Caselli, 1992; Rovere *et al.*, 1993; Rovere 1993 a, b y c; 1998) y el Plio-Pleistoceno al Reciente del Complejo Volcánico Caviahue (volcán Copahuacaldera del Agrio) (Rovere y Risso, 2001a y b; Rovere 2003, Rovere *et al.*, 2004a y b, 2005b, 2007; Rovere y Violante, 2005; Rovere y Mamaní, 2006). Esto se realizó dentro del contexto tectónico regional del segmento de subducción entre 37° S y 38° S de la cordillera de los Andes.

AGRADECIMIENTOS

La primer "idea" en realizar una Tesis Doctoral enfocada al volcanismo de la región de Los Miches se gestó durante los años 1987 y 1988, cuando el Dr. Héctor H. García era profesor titular de la cátedra de Geología Económica de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires; a él dirijo mi sincero reconocimiento.

Quiero agradecer la dedicación de mis investigaciones en la Universidad de Tokio en geoquímica volcánica al Profesor Doctor Ichiro Kaneoka del Instituto de Investigaciones Sismológicas (Earthquake Research Institute, Universidad de Tokio, Japón) quien a pesar de las dificultades idiomáticas, supo transmitir sus conocimientos sobre petrogénesis magmática y el origen de los magmas primitivos y sus procesos físico-químicos. Debo destacar a todo el personal del laboratorio de Geoquímica Volcánica de dicho Instituto por la dedicación minuciosa en la capacitación para las técnicas de preparación de cortes, pastillas y preparados para análisis de fluorescencia de rayos X y difractómetros. En la dedicación a la enseñanza de técnicas de medición de elementos isotópicos, K-Ar y de microsonda de las muestras transportadas desde

Neuquén, al profesor Keisuke Nagao, del Instituto de Análisis Isotópicos de la Universidad de Okayama, a los Dres. Kaneko, Miyashiro, Fujii e Ida del Earthquake Research Institute de la Universidad de Tokio, muy especialmente. A todos ellos les dedico el enriquecimiento del conocimiento en el estudio de la geoquímica volcánica.

Se agradece también a los siguientes colegas por su amistad, el análisis crítico y las discusiones conceptuales: Lic. Palmira Ester Nuñez, Lic. Ilana Arensburg, Lic. Silvia Corral, Lic. Mónica Álvarez, Lic. Pablo Goldberg, Lic. Guillermo Ré, Dres. Francisco Vilas, Selvia Tourn y Alberto Caselli.

A Kaori y Roger Saito, Kayoko y Toshitsugu Jonen, Masako Masumoto y Matsuyama de Tsurumi, Yokohama, quienes me acompañaron durante mi residencia y la etapa de estudios de investigación en la Universidad de Tokio.

Al Ing. Gabriele Paparo, agregado científico de la Embajada de Italia e investigador en el área de Geofísica en la de Roma y el Consiglio Nazionale di Ricerca (CNR) e Istituto di Acustica "O.M. Corbino" y Gruppo ICES de Italia, por las observaciones sobre la dinámica de los procesos físicos y meteorológicos relacionados con el volcanismo.

Al Dr. Giorgio Pasquarè, profesor en la Universidad de Milán y miembro de la Asociación Ardito Desio de Italia, por el reconocimiento de morfologías y procesos magmáticos en los campos volcánicos del norte patagónico, por el aporte sobre la estratigrafía volcánica mundial y por la coordinación del Simposio de Estratigrafía Volcánica y Mapeo de Unidades Volcánicas durante el 32º Congreso Internacional de Geología realizado durante el año 2004 en Florencia, Italia. Al Dr. Francesco Mazzarini, del Istituto Nazionale di Geologia e Geofisica (INGV) de Pisa, Italia, por sus nuevos conceptos sobre distribución y densidad de volcanes monogenéticos mundiales y particularmente de volcanes retroarco de la Patagonia. Muy especialmente quiero dedicar una mención a la Señora María Emmanuela Desio, presidenta de la Asociación Ardito Desio, por las invitaciones para participar en las campañas volcanológicas en Argentina y a las reuniones sobre organización de proyectos geológicos en Italia.

Quiero agradecer al Licenciado José E. Mendía, director de la Dirección de Geología Regional, al Doctor Héctor A. Leanza, coordinador de la región de Cuyo y Neuquén para la realización de Cartas Geológicas y al Licenciado Roberto Page por brindar toda la contención necesaria y el apoyo institucional del Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), sin los cuales no hubiera sido posible realizar este trabajo.

A los Licenciados Eliseo Sepúlveda, Graciela Santamaría, Estela Rusconi, Francisco Carpio, Hugo Mallimacci, Ricardo Centeno, Juan Carlos Zanettini y Billy Manzur de SEGEMAR Delegación Mendoza y a los Licenciados Graciela Marín, Fernando Miranda, Leo Ecosteguy, Eva Donnari, Daniel Rastelli, Alicia Del Puerto, Juan José Galdo, Gabriela Anselmi, Gimena Corvalán, Andrea Gómez, Norma Tello, Claudia Negro y Omar Lapido del SEGEMAR de Buenos Aires; a todos ellos por acompañarme en “mateadas” de análisis geológicos y planificación de trabajos. A Fernando Muñoz (MAP Canadá), Alain Gioda (I.R.D., France), Gustavo M. de Lara (U.B.A.), Oscar Comito (CNEA), Julio Guarido (FUNDAL), Mario R. Rovere (Org.Pan.Salud), Alain Melchior (L.A.V.E. Belgique) y Laura Sacchetti (Inst. Univ. Nac. Del Arte), por el estímulo en la valoración humana y cultural en el ámbito científico.

A las Dras. Corina Risso, Vanesa Litvak, Magdalena Koukharsky y Milka Brodtkorb del Departamento de Ciencias Geológicas, FCEN, Universidad de Buenos Aires; a los Doctores José Viramonte (Director de la Escuela de Doctorado en Vulcanología de los Andes Centrales, UNESCO), Raúl (Tato) Becchio y Marcelo (Chino) Arnosio de la Universidad Nacional de Salta por contagiar la pasión por la geología. Mi sincero agradecimiento al Licenciado Héctor Cisneros (Universidad Nacional de San Luis y Universidad de Congreso de Mendoza), a la Ing. María Cecilia Regairaz (IANIGLA, CRICyT), a los Doctores M.Rosario (Charo) Prieto (CRICyT CONICET, Mendoza) y Hugo O. Levato (Observatorio El Leoncito, San Juan) y al Licenciado Gustavo Flores (VAAC-Bue) quienes transmitieron la importancia sobre la Gestión Ambiental, la reconstrucción histórica de volcanes activos en los Andes y los peligros relacionados con “plumas volcánicas” en la intersección de rutas aéreas. Enfocado en nuevos conceptos de planificación entre la vulcanología andina, la climatología y la defensa civil.

Además, quiero agradecer a mi tutor y director de Tesis Doctoral, Dr. Eduardo Rossello, quien supo transmitir su conocimiento y experiencia a lo largo de todos los períodos de maduración de este proyecto. El análisis objetivo y las discusiones conceptuales han sido de un valor fundamental tanto para la redacción como para el desarrollo del trabajo.

Agradezco muy especialmente al Dr. Roberto Violante del Servicio de Hidrografía Naval por la dedicación desinteresada de la lectura crítica de este trabajo, brindándome constantemente entusiasmo y optimismo.

Quiero dedicar esta obra a mis hijos; Sebastián Thor Adaniya y Sofía Ivonne Adaniya; y a mis padres; Mario Andrés Rovere y María Ofelia Román de Rovere. Ellos compartieron el sacrificio en los momentos en los que necesite su apoyo, sin su amor y comprensión no hubiera sido posible la finalización de este trabajo.

Finalmente, quiero expresar mi agradecimiento a la Universidad de Buenos Aires, a la Comisión y Subcomisión de Doctorado y muy especialmente al Jurado interviniente por la lectura y las sugerencias constructivas para la correcta presentación de esta Tesis Doctoral.

CAPÍTULO 2

2.1. MARCO REGIONAL

2.1.1 CONTEXTO TECTÓNICO DEL VOLCANISMO EN SUDAMÉRICA

La existencia de cinco zonas principales de volcanismo Neógeno en Sudamérica parece estar relacionada con características tectónicas mayores que afectan el margen de colisión de placas.

La NVZ (Clapperton, 1993) o Zona Volcánica Norte comienza en Colombia y continúa ininterrumpidamente por 1.100 km entre Colombia Central y el sur de Ecuador antes de culminar abruptamente en la mega-zona de fractura transforme de Amotape.

Existe un segmento de 1.600 km de longitud entre el sur de Ecuador y el sur de Perú caracterizado por un silencio (“*gap*”) volcánico; esta región coincide con un cambio en el alineamiento del borde continental y una sección de la placa de Nazca que subduce a bajo ángulo (10°). Posiblemente el origen se relacione con la “flotación” de rocas oceánicas relativamente jóvenes, creando un régimen compresivo que inhibe la fracturación profunda y el volcanismo.

La CVZ o Zona de Fractura Central comienza a los 17° S en el sur de Perú inmediatamente al sur de la deflexión Abancay. Esta es una zona de falla transtensiva que tenido incidencia en la distribución del magmatismo durante al menos 10 Ma (Sillitoe, 1974). Coincide con la intersección de la dorsal de Nazca, donde la placa subducida se encuentra a un bajo ángulo (10° a 15°), la placa que subduce desciende a un ángulo mayor (aproximadamente 30°) generando una cuña astenosférica.

Otro “*gap*” volcánico mayor se presenta en los Andes entre 28° S y 33°30' S en un segmento de 650 km de longitud. El límite norte es una zona de fractura sísmicamente activa, extendida desde la dorsal de Galápagos (centro de paleo divergencia) y el límite sur se encuentra donde subducen las montañas marinas más jóvenes de la dorsal de Juan Fernández. El segmento de subducción de bajo ángulo coincide con la abrupta “somerización” de la zona sísmica inclinada (*Wadatti Benioff*) y el extremo norte del Valle Central (graben estructural) de Chile.

La SVZ o Zona Volcánica Sur comienza a la latitud de 33° 30' S y se extiende continuamente hacia el sur por 1.400 Km, terminando en el volcán Hudson al este de la península de Taitao (Chile). El límite sur ocurre donde la dorsal de Chile intersecta el continente.

2.1.2 DISTRIBUCIÓN Y DISEÑO ESPACIAL DEL VOLCANISMO PLIOCENO SUPERIOR - PLEISTOCENO ENTRE LOS 37° Y 38° SUR

En la región comprendida entre los 37° y 38° S existen volcanes y centros volcánicos que fueron activos durante los últimos dos millones de años. Debemos destacar el campo volcánico (y unidad estructural) de Payenia (Polanski 1954; Llambías 1966; González Díaz 1972) ubicado en una vasta región extracordillerana de la provincia de Mendoza, parte del sector noroccidental de La Pampa y extremo norte del Neuquén. La variedad de rasgos morfológicos volcánicos y los numerosos conos y centros eruptivos (más de 100 edificios volcánicos y piroclásticos) ha atraído la atención de prestigiosos volcanólogos, considerando a Payenia como uno de los 5 campos volcánicos más importantes del mundo.

A estas latitudes, hacia el sudoeste de Payenia y al este de la zona de estudio incluida en el presente trabajo, centros volcánicos basálticos se desarrollaron durante el Plio-Pleistoceno. Su posición indica una migración de los focos de fusión parcial astenosférica en sentido inverso a la dirección de la subducción, estos volcanes son principalmente: Tromen, Wayle y Negro. Las características geoquímicas de estos volcanes ubicados en una posición intermedia entre el arco (volcán Copahue) y el retroarco (campo volcánico de Payenia) denotan una fusión astenosférica que no se observa en los volcanes contemporáneos occidentales. Dentro del área de estudio, el volcán Guañaco (37°13' S - 70°46'O) y los pequeños conos monogénicos de Bella Vista presentan características geoquímicas que muestran indicios de trazas de composición primitiva que podrían representar orígenes similares.

El volcanismo de la Formación Cerro Centinela (cerro Centinela 2730 m.s.n.m., 37°08' S - 70°55' O) fue estudiado y analizado desde el punto de vista geoquímico petrogenético. La región que comprende es considerada en este trabajo como “área clave”, como se mencionó en la sección Introducción. El motivo se basa en que la evolución magmatotectónica de esta unidad expone evidencias de todos sus episodios, incluyendo su culminación, por lo cual ha sido posible investigar los procesos en todo su desarrollo evolutivo. Esta unidad volcánica centrada en la caldera que conforman los cerros Centinela – Huaraco junto con las Formaciones Reñileuvú, Bella Vista y Guañaco de menor Distribución, conforman el **Complejo Volcánico Los Miches (CVLM)** (véase Figura 2). Si bien la Formación Reñileuvú está incluida en el CVLM, sus afloramientos constituidos principalmente por lavas y flujos, no fueron

incorporados al "área clave" debido a que los conductos volcánicos que los originaron están fuera de la región de estudio.

El **Complejo Volcánico Caviahue (CVC)** está conformado por unidades volcánicas que constituyeron la historia evolutiva del volcán Copahue. El volcán Copahue (2970 m.s.n.m.) es un volcán activo resultado de un complejo proceso magmato-tectónico de colapso caldérico. El volcán Copahue es el único centro volcánico activo del área de estudio. Durante el Holoceno y en erupciones históricas y recientes se depositaron rocas lávicas, piroclásticas y acumulaciones de cenizas mesosilíceas y básicas representadas por la Formación Las Termas, cuya última erupción fue observada durante la realización de esta Tesis a mediados de Julio del año 2000. Los volcanes centrales y complejos que iniciaron su actividad durante el Plioceno Superior - Pleistoceno, además de Copahue (2970 m.s.n.m., 37° - 51' S - 71° 10' O) ubicado en la frontera argentino -chilena, son los volcanes Antuco I (2985 m.s.n.m., 37°24' S - 71°21' O) y Callaqui (3164 m.s.n.m., 37°52' S - 71°38'O) en Chile.

2.1.3. INVESTIGACIONES ANTERIORES

Los estudios para llevar a cabo esta Tesis se realizaron durante sucesivas campañas a las regiones de Andacollo y Chos Malal, inicialmente a través de viajes de campo organizados por la cátedra de Geología Económica del Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires y posteriormente a través de proyectos organizados por el área de Cartografía Geológica de la Dirección de Geología Regional del Servicio Geológico Minero Argentino. Las primeras investigaciones orientadas a la detrmnación cronoestratigráfica se realizaron en la cordillera Reñileuvú, y los cerros Columpio y Centinela-Huaraco (Rovere, 1993a, b, c y 1998), en el "área clave" que se menciona en este trabajo.

La cartografía geológica georeferenciada abarcaba una pequeña área en el margen oriental de la región de estudio, éstas son las Cartas Geológicas Chos Malal y El Huecú del Servicio Geológico Nacional, realizadas a escala 1:200.000 por Zöllner y Amos (1973). Holmberg (Informe Inédito, 1963) y Lage y Sesana (1963) realizaron la cartografía geológica y análisis petrográficos en basaltos y andesitas de las Formaciones Pino Andino, Mandolegüe y en el valle de El Huecú.

Son innumerables los trabajos paleontológicos y estratigráficos realizados en sedimentitas de la cordillera del Viento y en la cuenca neuquina, entre los más destacados se citan a Fossa Mancini *et al.* (1938); Leanza (1944, 1945, 1957 y 1972); Gulisano (1981, 1985); Leanza y Zöllner (1949); Groeber *et al.* (1953); Leanza (1973, 1980, 1981a; b, 1992); Gulisano *et al.* (1984) y Gulisano y Damborenea (1993).

El entendimiento de los comienzos de la evolución geotectónica fue estudiado desde el punto de vista estructural en los macizos paleozoicos (Cobbold *et al.*, 1986, 1989, Limarino *et al.*, 1999) y en el desarrollo estratigráfico y magmático del eopaleozoico (Quartino *et al.*, 1978; Massabie y Rossello, 1984). Investigaciones estructurales y microtectónicas, además de importantes observaciones sobre deformación dúctil durante el eopaleozoico en la cordillera del Viento, fueron realizadas por Massabie (1993) y Massabie *et al.* (1997).

En el sector sur, el volcán Copahue y su campo geotérmico fueron estudiados por Groeber (1920 y 1921); Pesce (1981, 1987 y 1989 y J.I.C.A. 1992) y Bermúdez *et al.* (2002) entre otros.

Existen trabajos de índole regional efectuados previamente en la comarca por Pérez Ruedi (1968), Niemeyer y Muñoz (1983), Rapela y Llambías (1983), Mutti *et al.*, (1994), Méndez *et al.*, (1995) y Ramos (1998). También merecen citarse las obras de síntesis de Leanza (1981a y b), Jordan *et al.* (2001) y Zapata *et al.* (1999).

Cobbold y Rossello (2003) y Cobbold *et al.* (2006) realizaron estudios comparativos a lo largo de cuencas intermontanas en la provincia del Neuquén demostrando los procesos tectónicos compresivos ocurridos desde el Oligoceno tardío hasta el Mioceno entre los 37° y los 40° S. Leanza *et al.* (2002 y 2003) y Rovere *et al.* (2004a) testimonian niveles y afloramientos que sustentan estas hipótesis.

Al noreste de la región que comprende este trabajo, se halla uno de los campos volcánicos mas grandes de Sudamérica. Llambías (1966) en su trabajo sobre "Geología y petrografía del volcán Payún-Matru" describió el volcanismo de este importante volcán de retroarco. González Díaz (1969, 1970, 1972) realizó detallados estudios geológicos y geomorfológicos en el campo volcánico de Payenia. Estos estudios han sido significativos como modelo para el estudio geomorfológico de otros centros volcánicos de la región andina. González Díaz *et al.* (1999; 2006), González Díaz y Folguera (2005) y González Díaz *et al.* (2005) realizaron estudios sobre avalanchas y deslizamientos en el área andina de Neuquén. González Díaz (2000 y 2007) realizó el mapa geomorfológico de la región de Copahue.

ERAS	SIST.	SERIE	PISO	UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	LITOLOGÍA	ESP. (en mts)	Discordancias principales		
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO		<p style="text-align: center;">COMPLEJO VOLCÁNICO CAVIAHUE (CVC)</p> <p style="text-align: center;">COMPLEJO VOLCÁNICO LOS MICHES (CVLM)</p> <p style="text-align: center;">ASOCIACIÓN PLUTÓNICO VOLCÁNICA MIOCENA</p> <p style="text-align: center;">ASOCIACIÓN VOLCÁNICO SEDIMENTARIA PALEÓGENA</p>	<p>CVC: Basaltos, andesitas, tobas, ignimbritas, cenizas, lapilli (Fm. Hualcupén, Fm. Las Mellizas, Fm. Riscos Bayos, Fm. Copahue, Fm. Cerro Trolón, Fm. Pino Andino, Fm. Las Terras).</p> <p>CVLM: Andesitas, basaltos, riodacitas, tobas, ignimbritas, basaltos olivínicos (Fm. Reñileuvú, Fm. Cerro Centinella, Fm. Bella Vista, Colada Basalto El Cateo, Fm. Guañaco).</p>				
		PLEISTOCENO	Superior						
	Medio								
	Inferior								
	NEÓGENO	MIOCENO	Superior			Granodioritas, tonalitas, ignimbritas, andesitas, andesitas basálticas, tobas, aglomerados volcánicos (Fm. Arroyo Palao, Granodiorita Cerro Columpio, Andesita Cerro Moncol, Fm. Invernada Vieja, Fm. Trapa-Trapa, Fm. Mandolegüe, Fm. Mitrauquén).			◀ Diaguitica
			Medio						
			Inferior						
	PALEÓGENO	OLIGOCENO	Superior			Andesitas, basaltos, tobas, sedimentitas (Grupo Molle, Fm. Lileo)		?	
		EOCENO	Medio					2300	◀ Incaica
			Inferior						
	MESOZOICO	CRETÁCICO	SUPERIOR		Cenomaniano	Formación Epulauquen (19)	19) Andesitas, basaltos	-	
					Hauteriviano	GRUPO MENDOZA	Formación Agrio (Mb. Pilmatú) (18)	18) Calizas, pelitas, coquinas	220
Formación Mulichinco (17)				17) Conglomerados, areniscas, cakarenitas, etc.			160		
INFERIOR		Valanginiano							
		Berriasiense							
JURÁSICO		MALM	Tithoniano		Formación Vaca Muerta (16)	16) Pelitas, margas bituminosas, calizas	650		
			Kimmeridgiano		Formación Tordillo (15)	15) Conglomerados, tobas, areniscas	605		
		DOGGER	Oxfordiano		Formación La Manga + Auquico (14)	14) Calizas, pelitas, yeso	45		
			Calloviano		Fm. Nahueve (12) / Formación Lotena (13)	13) Conglomerados, areniscas, arcilitas	180		
		LLÁSICO	Bathoniano		Fm. Lajas (10) / Formación Tábanos (11)	12) Andesitas, brechas andesíticas	50		
			Bajociano			11) Calizas, pelitas, yeso	60		
			Aaleniano		Formación Los Molles (9)	10) Areniscas, limolitas, arcilitas, coquinas, calizas	60		
		TRIÁSICO	Pliensbachiano	Toarciense		Formación La Primavera (8)	9) Lutitas, areniscas, limolitas, margas	850	
				Inferior		Grupo Choiyoi (7)	8) Areniscas, tobas, tufitas, calizas, basaltos	400	
		PALEOZOICO SUPERIOR	PÉRMICO	Superior		Dacita Sofia (6)	7) Brechas, tobas, ignimbritas, andesitas, riolitas	900	
Inferior				Granito Huigancó (5)	6) Dacitas	-			
CARBONÍFERO	Superior			Formación La Premio (3) / Andesita Huemules (4)	5) Granitos, granodioritas	-			
	Inferior			Formación Huaraco (2)	3) Tobas andesíticas 4) Andesitas	3) 500			
				Formación Arroyo del Torreón (1)	2) Lutitas, areniscas, conglomerados	700			
					1) Tobas dacíticas	1.800			

FIGURA 2

..... Contacto concordante

----- Contacto discordante

2.1.4 CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO PALEOZOICO Y MESOZOICO

Con el fin de enmarcar la estratigrafía magmático-volcánica elaborada en el contexto regional, en esta sección se resumen en orden cronoestratigráfico cada una de las unidades estratigráficas paleozoicas y mesozoicas de la región comprendida entre los 37° y 38° S; comprenden el sector austral de la cordillera del Viento (ubicada al este del "área clave") y hacia el sur, el margen occidental de la cuenca neuquina a lo largo del río Agrio (véase Figura 2). Las Formaciones Nahueve y Epu Lauquen son descriptas con mayor detalle.

Las tres unidades incluidas en el Carbonífero, fueron reunidas anteriormente en la "Serie de Andacollo", la cual estaba integrada por un conjunto sedimentario-piroclástico que fue dividido por Zöllner y Amos (1955) en tres grupos litológicos (Tobas Inferiores, Formación Huaraco y Tobas Superiores). Referida por Digregorio (1972) como Grupo Andacollo, Turner y Cazau (1978) desechan dicha denominación de Grupo por estar separadas las formaciones por discordancias. Esta sucesión de tobas fue descrita por Stoll (1957) y Méndez *et al.* (1995) en un trabajo de integración del orógeno andino, designaron a las Tobas Inferiores y a las Tobas Superiores como Formaciones Arroyo del Torreón y La Premia, respectivamente. La Formación Huaraco, constituida por lutitas, areniscas y conglomerados ha sido interpretada por Zöllner y Amos (1955, 1973) como una sucesión marina y litoral, debido fundamentalmente al hallazgo de fósiles marinos y restos de plantas. Leidhold (en Leanza 1945) halló ejemplares que fueron determinados como *Syringothyris keideli* y que permitieron asignar una edad a las sedimentitas que lo contienen. Zöllner y Amos (1955) encontraron al sur del cerro La Premia, una flora que contiene *Rhacopteris* sp. nov., *Rhacopteris ovata* Walk. y *Lepidodendron* sp. Herrero Ducloux (1946) mencionó una edad carbonífera superior para estos fósiles y Amos (1972) confirmó la edad carbonífera superior para esta unidad por el contenido de braquiópodos y la flora de *Rhacopteris* hallada.

Estas secuencias de edad carbonífera, son atravesadas por cuerpos graníticos y granodioríticos. Groeber (1947), Zöllner y Amos (1955, 1973) y Stoll (1957) describieron estos intrusivos tipo "stock" denominados Granito Huigancó. Dataciones K-Ar efectuadas por Llambías (1986) sobre estos intrusivos, varían entre 115 y 177 +/- 10 Ma, corresponderían a edades rejuvenecidas por la alteración

hidrotermal que sufrió el área. Llambías (1986) descarta dicha edad por el conocimiento estratigráfico que se tiene de la región y las asigna al Pérmico inferior a medio por similitud con intrusivos de dicha edad, ubicados en el extremo norte de la cordillera del Viento (259 +/- 18 y 227 +/- 16 Ma) según datos proporcionados por J.I.C.A. (1992). Suárez y De La Cruz (1997) dieron a conocer otra edad K/Ar de las granodioritas de Huingancó de 287 +/- 9 Ma, ubicando a esta intrusión en el Pérmico inferior.

Zöllner y Amos (1955, 1973) señalaron la presencia de un conjunto de diques y stocks pequeños, de una roca porfírica intrusiva, definida como Andesita Huemules. El stock está localizado en la unión de los arroyos Rahueco y Huemules y los diques en la proximidad de la Mina Erika. Las relaciones estratigráficas permiten inferir que los cuerpos andesíticos habrían intruido con posterioridad a la Formación La Premia pero antes del emplazamiento del Granito Huingancó. Teniendo en cuenta esto y la edad del batolito, se ubicaría este magmatismo entre el Carbonífero más alto y el Pérmico temprano.

El Granito Huingancó es un poco más antiguo que la Dacita Sofía (Rovere *et al.*, 2004a) que también intruye a las sedimentitas carboníferas en las proximidades de la Mina Sofía (véase Fotografía 1). Descriptas por Stoll (1957) como "pórfidos dacíticos eocenos", Zöllner y Amos (1973) como "intrusiones dacíticas terciarias" y Llambías (1986) como "cuerpos subvolcánicos riolíticos", la Dacita Sofía fue definida adaptándose al Código Argentino de Estratigrafía (1993).

Sobre las rocas anteriormente mencionadas, se apoya en discordancia un conjunto de brechas, tobas, ignimbritas y mantos andesíticos y riolíticos, que conforman la cumbre de la cordillera del Viento. Estas volcanitas, correspondientes al Grupo Choiyoi, se encuentran acotadas estratigráficamente entre el Pérmico superior y el Liásico.

Backlund en 1912 y 1913 (en Groeber 1946) mencionó por primera vez las rocas pertenecientes al Grupo Choiyoi. Luego Groeber (1918) las denomina "Serie Porfírica" o "Serie Porfírica Supratriásica en las áreas de Domuyo y Chacay Melehue, entre otras localidades. Zöllner y Amos (1955 y 1973) se refirieron a estas volcanitas al relevar el extremo sur de la cordillera del Viento, según la nomenclatura de Groeber (1946). Méndez *et al.* (1995) las designan como Volcanitas Choiyoi, en este trabajo se considera la denominación de Rovere *et al.* (2004a) de Grupo Choiyoi por la

prioridad de nomenclatura y por ser un término ampliamente usado en la literatura geológica.

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

Litológicamente está conformado por unidades volcánicas extrusivas a las cuales se vinculan diques y cuerpos subvolcánicos genéticamente relacionados (Llambías, 1999). Dentro de la fase extrusiva predominan los depósitos de flujos y caída piroclásticas con menor participación de coladas. La fase intrusiva subvolcánica comprende diques, filones capa, domos y lacolitos. En la Cordillera Frontal se definieron dos unidades de acidificación creciente (Groeber, 1918, 1929; Coira y Koukharsky, 1976). La inferior está constituida por andesitas y dacitas (Formación Portezuelo del Cenizo) y la superior por rocas piroclásticas y lávicas riolíticas (Formación Arroyo del Tigre). En la cordillera del Viento, sobre la base de sus características litológicas, se distinguen 3 secciones: inferior, media y superior, cuyo espesor total varía entre 1600 y 1800 metros. En algunos sectores de la cordillera del Viento, la base de esta sección inferior está representada por delgados bancos de conglomerados y brechas, clasto y mátrix soportados, que incluyen rodados de granitos y granodioritas, correspondientes a los intrusivos del Paleozoico superior. La sección superior aflora en la cordillera del Viento, apoyándose concordantemente sobre la media. La integran potentes bancos de andesitas hornblendíferas en la base y tobas y tufitas intercaladas, con intercalaciones de brechas y areniscas tobáceas de composición riolítica. Zöllner y Amos (1973) incluyen a estas riolitas como una cuarta sección, que denominaron «Pórfidos Cuarcíferos Superiores». Por otro lado, la sección superior de esta unidad se corresponde con los derrames “basálticos” de Stoll (1957) que afloran en la localidad de La Primavera (Véase Fotografía 2) (Zöllner y Amos, 1973) son mencionados con litologías, espesores y coloraciones variables a lo largo de los numerosos valles que atraviesan la cordillera del Viento.

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

Dataciones radiométricas del Grupo Choiyoi efectuadas en localidades que están fuera del área de la Hoja, indican edades entre 252 ± 14 y 235 ± 10 Ma (Caminos *et al.*, 1979), pudiendo referirse así a las volcanitas de esta unidad al lapso Pérmico inferior - Triásico medio temprano.

Esta unidad es cubierta por las sedimentitas marinas y volcanitas de la Formación La Primavera correspondiente al Liásico (Pliensbachiano). Por estas relaciones, la sucesión correspondiente al Grupo Choiyoi de la cordillera del Viento se le asigna una edad pérmica tardía a triásica media.

La primera unidad sedimentaria jurásica aflorante en la región es el Grupo Cuyo. Groeber (1946 : 180) introdujo el término Cuyano para identificar la sección inferior del Jurásico andino de origen marino debido a la identificación fosilífera.

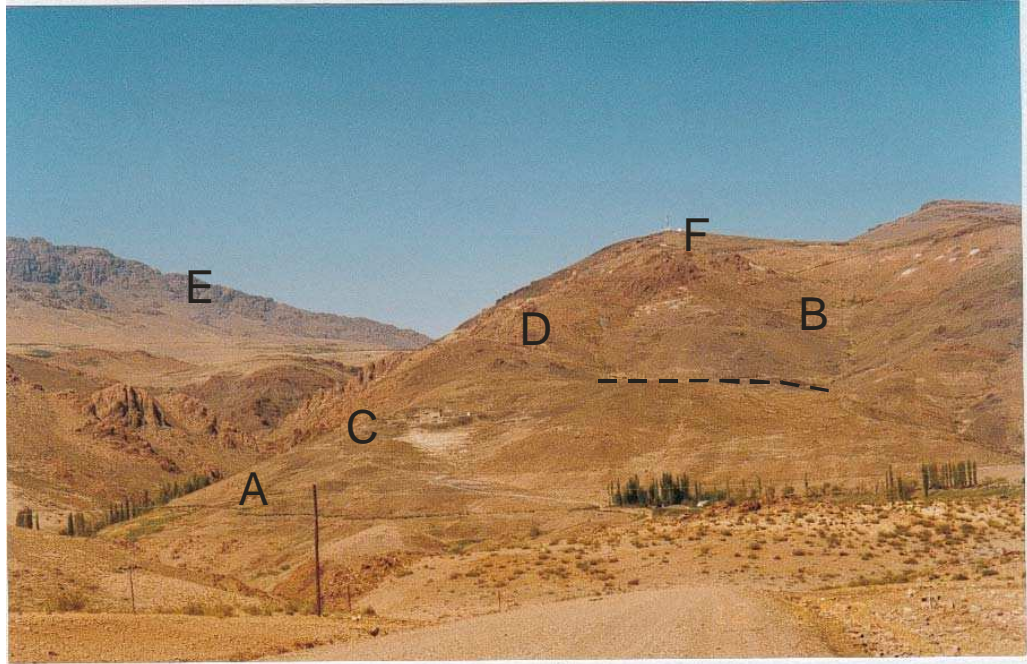
Dellapé *et al.* (1978), comenzó a utilizar el término Grupo Cuyo se comenzó a utilizar como una secuencia sedimentaria de facies evolutivas. El Grupo Cuyo fue adecuado por primera vez a las reglas de nomenclatura estratigráfica por Digregorio y Uliana (1975). Corresponde en la región de estudio al conjunto de sedimentitas depositadas entre las discordancias determinadas por las Fases Rioatuélica y Loténica (Gulisano, 1981; Gulisano y Pando, 1981; Leanza y Hugo, 1997).

El Grupo Cuyo aflora al este de la región de estudio sus afloramientos son fácilmente distinguibles entre las rocas volcánicas oscuras que dominan el paisaje. Se inicia con la depositación en el Pliensbachiano y el Toarciano inferior de una sección predominantemente tobácea (Formación La Primavera), a la que sucede espesa sección pelítica (Formación Los Molles) la que se extiende desde el Toarciano superior al Calloviano inferior en Chacay Melehue (véanse Fotografías 3 y 4) inferior en el área de los arroyos Agua Fría y Mulichinco, donde es cubierta por la Formación Lajas. En el Calloviano inferior tardío se desarrolla un evento de desecación de la cuenca que se vincula con la generación de pelitas y evaporitas de la Formación Tábanos, la cual cubre según la región de que se trate a las dos unidades previamente citadas. Durante el Bathoniano y hasta fines del Calloviano, se desarrolló el volcanismo andesítico representado por la Formación Nahueve.

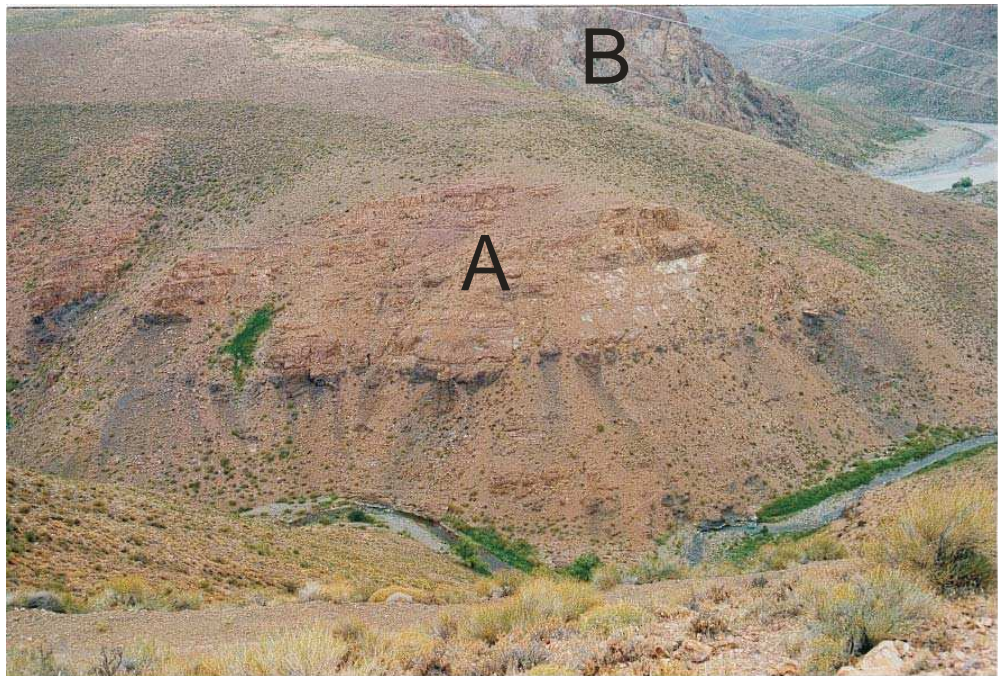
Formación Nahueve

Andesitas, brechas andesíticas

Antecedentes



Fotografía 1: Formaciones Arroyo del Torreón (A) y Huaraco (B) intruídas por el granito Huingancó y la Dacita Sofía (D). El Grupo Choiyoi (E) cubre en las altas cumbres a las unidades citadas. Obsérvese las terrazas de lixiviación de la planta de la Mina Sofía (C), Cerro Minas (antena, F) y la Loma del Fenómeno. Ladera occidental de la Cordillera del Viento al sur de Huinganco y noreste de Andacollo, S 37°11'-O 70°42'.



Fotografía 2: Formación La Primavera (A), mostrando coladas andesítico basálticas (pillow lavas?) sobre el arroyo Chacay Melehue, observándose en el último plano a la derecha un sector de la secuencia volcanoclástica del Grupo Choiyoi (B), extremidad austral de la Cordillera del Viento. S37°17'20''-O70°36'12''.

Al sur de la cordillera del Viento, Zöllner y Amos (1973) describieron como *diabasas* con morfología de *stocks* pequeños que atraviesan a porfiritas triásicas, de edad incierta. Al sur de la cordillera del Viento, en la región de La Primavera, diversos segmentos estratigráficos de esta unidad han recibido previamente distintos nombres informales: “Le Jurassique de la Cordillère de Rahue, Jurassique du cerro Bayo des ríos Tralilhue et Pino Solo” (Chotin 1975), “Chilelitense” (Galli 1969). Rovere (1993a, b; 1998) realizó mediciones radimétricas (K-Ar) obteniendo valores aproximados a los 167,7 Ma, en andesitas aflorantes sobre el río Nahueve, al oeste de Andacollo. Posteriormente fue asignada a esta unidad la denominación de Formación Nahueve (Rovere 1998). Sobre los afloramientos al sur de la cordillera del Viento existen numerosas interpretaciones nomenclaturales, lateralmente la unidad se presenta en facies volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias, interdigitadas con depósitos de ambiente mixto. Rovere (1998) ha denominado Formación Nahueve a la unidad de origen volcánico ubicada al este del río Nahueve frente a la villa de Bella Vista. Se le ha asignado una edad jurásica Dogger: Bathoniano-Calloviano (167,7 +/-7 Ma: dataciones K-Ar, Cuadro 5.I). Esta unidad es asimilable a los miembros Lolén-Pacunto y Lonquimay que corresponden en parte a los ‘Estratos de Lonquimay’ (Sandoval, 1977, Suárez *et al.*, 1988).

Distribución

Debido a la dificultad que presenta la distinción litológica de esta unidad frente a un marco geológico netamente volcánico, es probable la existencia de mayor número de cuerpos volcánicos de edad jurásica. En el perfil del río Nahueve, es dificultosa la distinción entre las rocas del Grupo Molle (véase Fotografía 6) y las volcanitas jurásicas debido a la deformación (principalmente terciaria) y a la intensa erosión que enmascaran la morfología y el paleorelieve volcánico. El espesor de los afloramientos no supera los 80 m, y constituyen relictos de edificios volcánicos, *necks* o domos de composición intermedia.

Litología

Las rocas de la Formación Nahueve están constituidas principalmente por andesitas piroxénicas. Aflora a orillas del río Nahueve como un cuerpo intrusivo

sobreelevado en tres apófisis de unos 30 metros de altura. De coloración pardo amarillento estos relictos de cuellos (necks) de un volcanismo fisural constituyen parcialmente conductos andesíticos alineados en dirección este-oeste.

Microscópicamente las andesitas de la **Formación Nahueve** están constituidas principalmente por andesitas piroxénicas. De textura vitroporfírica con fenocristales de plagioclasa euhedrales a subhedrales, con zonalidad y maclas polisintéticas, en escasos ejemplares se observa cierta deformación de los fenocristales maclados. El piroxeno es predominantemente augita y la pasta es de textura hialopilítica con plagioclasa y clinopiroxeno en mesostasis vítrea. Son abundantes los minerales opacos ricos en hierro.

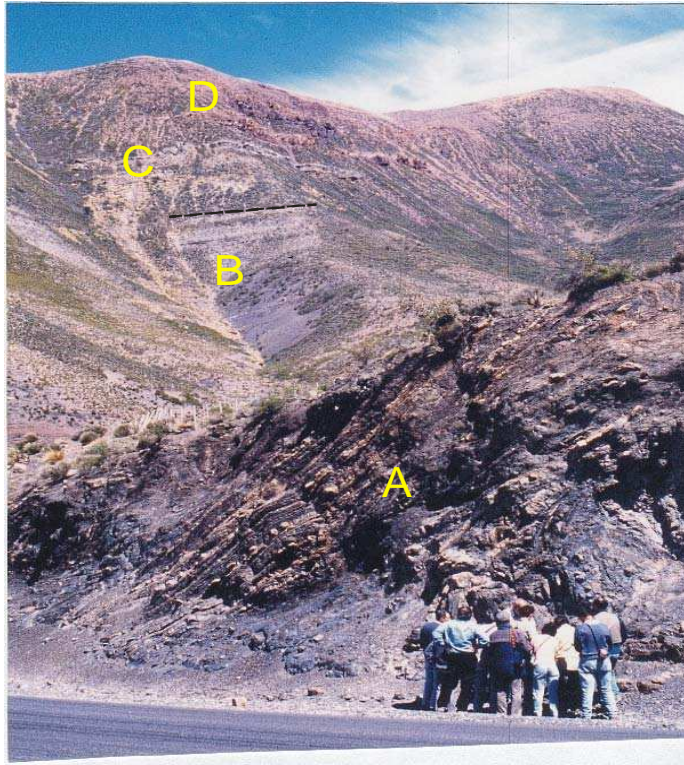
Ambiente

El ambiente volcánico durante este período respondió a un arco volcánico de margen activo desarrollado durante el Jurásico Inferior a Medio. Las rocas volcánicas de la Formación Nahueve poseen características de exposición subaérea e integrarían el último estadio de un ciclo marino regresivo iniciado en el Jurásico Inferior. Tanto al sur como del área que comprende esta Tesis, como al sudoeste en territorio chileno, la secuencia vertical presenta rocas volcánicas, sedimentarias y volcanoclásticas de ambiente marino y continental constituido por rocas clásticas y carbonatadas, lavas almohadilladas (también observadas en la Formación La Primavera) y lavas subaéreas. Éstas representan una progresiva continentalización de la cuenca en los niveles superiores (Formación Nahueve).

Relaciones Estratigráficas

En el perfil del río Nahueve, las relaciones de discordancia con las unidades volcánicas del Grupo Molle es dificultosa, aunque la observación detallada de rocas de la Formación Nahueve destacaron una abundancia de piroxenos frente a la escasa presencia de este mineral en las rocas paleógenas del Grupo Molle en las cuales predominan los anfíboles, predominantemente hornblendas.

No se observan contactos de base. En la desembocadura del arroyo Huaraco se visualiza un contacto discordante sobre las andesitas de la Formación Nahueve que constituyen los niveles de coladas andesíticas de la Formación Cerro Centinela



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



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

(Plioceno superior-Pleistoceno inferior).

Edad

Las dataciones K-Ar realizadas sobre roca total arrojan una edad de 167.7 +/- 7 Ma. (Rovere 1993a, b). Se correlacionan con los niveles superiores de la Formación Nacientes del Biobío, Miembros Icalma y Lonquimay (Suárez y Emparán, 1997; De La Cruz y Suárez, 1997), en Chile.

Fase Loténica

Esta actividad magmática tuvo lugar como consecuencia de un importante evento tectonomagmático cuya culminación marca la Fase Loténica y el inicio de la evolución de una cuenca marina durante el Calloviano medio al Oxfordiano caracterizada por el Grupo Lotena (Formaciones Lotena, La Manga y Auquilco).

Posteriormente a los movimientos de la Fase Araucánica, se depositó en el Kimmeridgiano la Formación Tordillo (véase Fotografía 5), la que está genéticamente vinculada con el Grupo Mendoza, a su vez integrado por las Formaciones Vaca Muerta, Mulichinco y Agrio, que se acumularon formando parte del engolfamiento neuquino (Aguirre Urreta y Rawson, 1997) durante el Tithoniano al Hauteriviano.

A fines del Cretácico se desarrolló un magmatismo eruptivo de arco al oeste de la cordillera del Viento manifestado a través de rocas volcánicas y brechas andesíticas de la Formación Epu Lauquen.

Formación Epu Lauquen

Andesitas, basaltos

Antecedentes

Pesce (1981) describió por primera vez, al noroeste de esta región, unidades volcánicas referidas al Cretácico inferior - Paleógeno, denominándolas Formación Epu Lauquen. Inicialmente, esta unidad fue correlacionada con la Formación Cura Mallín de Chile, considerada originariamente de edad mesozoica. En el área de estudio, hay dos localidades en las que se hallaron correspondencias litoestratigráficas; éstas son: la confluencia del río Buraleo y del arroyo Azul con mantos de brechas andesíticas; y el

oeste de la laguna Negra al norte del cerro Bonete con brechas andesíticas de color borravino. Esta unidad está representada por afloramientos que se extienden longitudinalmente hacia el norte en las cercanías de las lagunas de Epu Lauquen, al oeste de Las Ovejas. Rocas volcánicas datadas por SEGEMAR (conv. INGEIS, 1999), arrojaron resultados con edades de 94 ± 2 Ma. El centro eruptivo basáltico localizado al este de Vilú Mallín es atribuido a esta unidad. Es escasa la información sobre el volcanismo Cretácico en esta región, las relaciones estructurales y litoestratigráficas de flujos y brechas han sido los elementos diagnósticos para su identificación y se considera fundamental un estudio más detallado de sus afloramientos.

Distribución

La localidad tipo de esta unidad se encuentra en la localidad de Las Ovejas (Pesce 1987). En las cercanías de la laguna de Epu Lauquen fueron observados niveles estratificados de brechas andesíticas y andesitas en la confluencia del río Buraleo y del arroyo Azul. Afloramientos ubicados unos 40 Km al sur de la localidad tipo, en los cerros Negro y Bonete y al oeste de la laguna Negra, son atribuidos a esta unidad. Dataciones realizadas en basaltos y andesitas en coladas asociadas a volcanismo básico al este del cerro Vilú Mallín, arrojaron edades (K-Ar) de 94 ± 4 Ma (SEGEMAR-INGEIS, 1999).

Litología

Esta unidad presenta una litología predominante de andesitas y basaltos, la coloración borravino y las brechas volcánicas son elementos claves para su identificación. La **Formación Epu Lauquen** es descrita litológicamente por Pesce (1981) como una secuencia de carácter “calcoalcalino”, con una alternancia vertical y lateral de andesitas, tobas andesíticas, tobas finas, tobas aglomerádicas finas y “aglomerados volcánicos”. Predominan los tonos violáceos y borravino, sobre los verdosos grisáceos”. Las rocas presentan un cierto grado de fracturación y alteración. Las coladas andesíticas tienen potencias de 10 a 15 m., con texturas porfíricas, abundante plagioclasa y escasos líticos. Los líticos en general son de composición andesítica.

La estructura es brechosa porfírica y los fenocristales son líticos de composición



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



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

andesítica. Los fenocristales de feldespato plagioclasa son de composición andesina. La pasta presenta coloración rojiza muy alterada con abundante material arcilloso ferruginoso. Corresponde a un material volcánico afanítico básico a mesosilícico, también presenta pequeños cristales de piroxeno.

Tanto los basaltos como las andesitas varían desde olivínicas a piroxénicas con abundante matriz y fenocristales de plagioclasa. En una muestra de basalto extraída en el sector de Vilu Mallín se observa una roca de estructura porfírica, poco visible debido al tamaño y color de sus fenocristales de feldespato color gris mediano a oscuro, y fenocristales de mafitos en una abundante matriz afanítica color gris oscuro casi negro. Microscópicamente la roca es de textura porfírica con fenocristales de feldespato plagioclasa, variedad labradorita, también presenta fenocristales de olivina serpentinizada y piroxeno augita en mucho menor porcentaje, en una matriz intergranular formada por laminillas de labradorita, granos intersticiales de augita y opacos idiomorfos de sección cúbica, con posibles magnetitas.

Ambiente de formación

La Formación Epu Lauquen se desarrolla a través de un volcanismo explosivo de baja intensidad. Estudios realizados por Vattuone *et al.*, (1998) al sur de los 38°, asocian estas volcanitas a un magmatismo transicional en un ambiente tectónico de arco volcánico. La presencia de brechas, y la coloración (borravino y verdosas) de los afloramientos de Buraleo y del cerro Bonete podrían ser indicadores de erupciones hidroclásticas en presencia de agua en niveles freáticos. En Vilu Mallín se conservan relictos de conductos de emisión (*necks*), flujos lávicos y piroclásticos.

Relaciones estratigráficas

En la región del cerro Columpio, la Formación Epu Lauquen infrayace discordantemente a las Formaciones Arroyo Palao y Trapa-Trapa, por lo que se confirma una edad máxima premiocena. Si bien no se han podido establecer las relaciones de contacto, la Granodiorita Columpio la intruye parcialmente en el sector norte.

Perfiles realizados en la Laguna Negra muestran que infrayace discordantemente a la formación Mitrauquén y a la formación Reñileuvú al oeste, también la cubren

depósitos de ceniza provenientes del volcán Antuco (Bayarsky 1999) de edad holocena. Su base no está expuesta. En Vilu Mallín, el contacto superior es discordante con rocas del Grupo Molle. En el río Buraleo son característicos los afloramientos color borraño en el fondo del valle, cuya superficie planar muestra profundas estrías glaciares que indican el paso de la glaciación. En las cercanías de las lagunas de Epu Lauquen, se halla plegada junto con los estratos de la Formación Arroyo Palao.

Edad

La Formación Epu Lauquen se correlaciona con las secuencias volcánicas y volcanoclásticas del complejo Vizcacha- Cumilao (Suárez y Emparán, 1997) en Chile y con las vulcanitas cretácicas de la Formación Aluminé al sur de Pino Hachado en los ríos Aluminé y Kilco (Vattuone *et al.*, 1998). Las edades estimadas por Pesce (1981) refieren episodios discordantes vinculados a la fase Patagónica en el Cretácico inferior y el límite del Cenomaniano coincidiendo en diferentes muestras y sitios, los valores de sus dataciones radiométricas (94 +/- 4 Ma.).

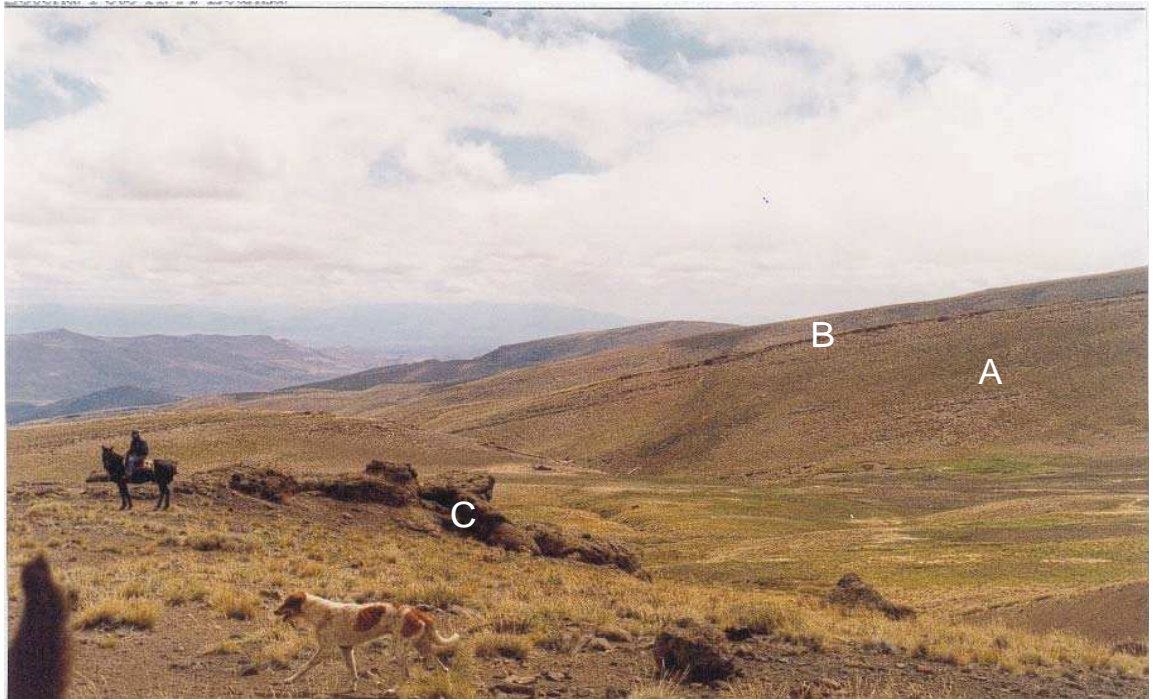
2.II. ESTRATIGRAFÍA DE LAS UNIDADES PLUTÓNICAS, VOLCÁNICAS Y VOLCANOCLÁSTICAS CENOZOICAS .

2.II.1 CONCEPTOS INTRODUCTORIOS

2.II.1.i *Paleógeno*

Los primeros registros terciarios están representados por vulcanitas mesosilíceas y rocas piroclásticas del Grupo Molle (Paleoceno superior – Eoceno Medio) el cual se interdigita en los niveles intermedios con sedimentitas continentales lacustres de la Formación Lileo (Oligoceno superior - Mioceno inferior).

Las sedimentitas continentales de la Formación Lileo se encuentran intensamente deformadas, y se disponen en discordancia angular respecto de los niveles volcánicos y subvolcánicos del Grupo Molle. Las sedimentitas lacustres de la Formación Arroyo Palao (Mioceno inferior-medio) presentes al oeste del "área clave" y en territorio chileno bajo la denominación de Formación Cura Mallín (González y Vergara, 1962), se encuentran dispuestas en discordancia erosiva sobre estratos de la Formación Lileo.



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



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

La Formación Cura Mallín (González y Vergara, 1962) es la unidad estratigráfica más antigua aflorante en la Hoja Laguna de La Laja, continuación occidental de la Hoja Andacollo, en territorio chileno. Esta unidad presenta ciertas características asimilables a los niveles sedimentarios y volcanoclásticos de las Formaciones Arroyo Palao y Lileo. La Formación Cura Mallín, redefinida finalmente por Niemeyer y Muñoz (1983) se divide en dos miembros concordantes y transicionales entre sí, uno inferior principalmente volcanoclástico (Miembro Río Queuco) y otro superior, netamente sedimentario que se denomina Miembro Malla Malla. Las tobas del Miembro Río Queuco representan una intensa actividad volcánica de carácter ácido a intermedio; las sedimentitas del Miembro Malla Malla sugieren una depositación en ambiente fluvial-pedemontano con escasa oxidación.

2.II.1.ii Mioceno

En el área de este estudio, durante un prolongado período en el Mioceno, entre los 18 y 8 Ma, el ascenso magmático a través de la construcción de edificios volcánicos, mayoritariamente de composición andesíticos, generó simultáneamente bajos y cuencas intermontanas distribuidas meridionalmente a lo largo de dichos volcanes. Sucesivos pulsos de compresión transtensiva reactivaron fallas que plegaron estratos dúctiles y generaron nuevas zonas de fracturación hacia el este que fueron reactivadas posteriormente. De esta manera y tras sucesivos pulsos volcánicos y tectónicos, se produce el levantamiento de la Cordillera de los Andes. Asimismo sucesivos episodios volcánicos y la actividad sísmica controlaron los márgenes lacustres que continuaron desarrollándose en el sur y oeste de esta región. El *stock* intrusivo del cerro Columpio es clave en el desarrollo orogénico del área de estudio; el emplazamiento se inició a comienzos del Mioceno y culminó a los 10.8 Ma.. El emplazamiento intrusivo y la deformación estructural indican la magnitud del diastrofismo y ascenso orogénico durante el Mioceno (fases diastróficas Pehuénchica y Quéchuica).

Los depósitos sedimentarios lacustres (deformados y fracturados) de la Formación Arroyo Palao fueron posteriormente sepultados (fosilizados) por un manto andesítico de lavas y brechas subhorizontales representados por la Formación Trapa-Trapa (Niemeyer y Muñoz, 1983). Posteriormente la dinámica tectónica durante el Mioceno superior provocó una reactivación de esta falla.

En la zona del cerro Moncol ignimbritas intercaladas con depósitos

conglomerádicos aluviales y fluviales representados por la Formación Mitrauquén (Suárez y Emparán, 1997) indican exposición a la erosión de un basamento de rocas volcánicas y plutónicas a través de una actividad tectónica, esto coincide con la desaparición de los grandes lagos intermontanos miocenos. Este episodio coincidiría con un alzamiento tectónico en la Patagonia (Ramos 1983 y Marshall *et al.*, 1990) que habría ocurrido hace aproximadamente 9 Ma. Sin embargo también existen hipótesis sobre un descenso del nivel del mar (Haq *et al.*, 1987), durante este período. Finalizando el Mioceno y durante el Plioceno inferior, al noreste del área de estudio, en la región de Las Ovejas los depósitos de tobas y brechas andesíticas de la Formación Invernada Vieja indican una intensa actividad volcánica de proveniencia occidental. Éstos fueron posteriormente deformados y plegados durante el Plioceno medio.

2.II.1.iii Plioceno

Durante el Plioceno existieron grandes acumulaciones sedimentarias de ambiente subaéreo y gran desarrollo de centros volcánicos ubicados aproximadamente a lo largo del arco volcánico actual. No obstante grandes acumulaciones fluviales y depósitos aluviales se situaron a estas latitudes en las laderas chilenas y antiguos centros volcánicos y acumulaciones lávicas básicas se extendieron por kilómetros en el sector oriental. Esta situación está bien representada en las Formaciones Reñileuvu, Cerro Centinela y Hualcupén principalmente.

En el sur, en la región de Copahue-Caviahue, durante el Plioceno se desarrolló un intenso volcanismo central representado por la Formación Hualcupén, constituida por espesos mantos lávicos y piroclásticos de composición mesosilícica. El colapso de una caldera centrada en la actual laguna de Caviahue (del Agrío), se asocia a los depósitos de flujos ignimbríticos riolíticos (Formación Riscos Bayos) y reoignimbritas de la Formación Las Mellizas.

En el norte, en la región comprendida entre los cerros Centinela y Bonete, durante el Plioceno ocurrieron episodios volcánicos de gran Distribución. La Formación Reñileuvú de edad Plioceno inferior – superior está ampliamente distribuída y se apoya discordantemente sobre unidades miocenas. Durante el Plioceno medio, al oeste de la cordillera del Viento, se inició el volcanismo central que dió lugar a depósitos de flujos y lavas andesítico-basálticas de la Formación Cerro Centinela. Continuó la actividad magmática con el desarrollo de numerosos conos monogénicos de composición



Fotografía 9: Diques andesíticos y basálticos (A) que intruyen andesitas de la Formación Trapa- Trapa en la laguna de Tregua, en la comarca de Buta Mallín.



Fotografía 10: Formación Trapa-Trapa (A), conformada por una secuencia volcánica y volcanoclástica principalmente andesítica atravesada por diques andesíticos de posible edad pliocena (B). Valle de Buta Mallín – Donaire.

basáltica hasta el Pleistoceno inferior.

2.II.1.iv Pleistoceno

Durante el Pleistoceno predominó el volcanismo monogénico de composición basáltica constituido por la Formación Guañaco.

El volumen de material eruptado por volcanes durante el Pleistoceno es aproximadamente 3 veces inferior al del Plioceno (Rovere 2004). Numerosos volcanes y conos monogénicos de reducido diámetro y altitud, se desarrollaron en posiciones alineadas respecto a estructuras fisurales y a fracturas fosilizadas. Los volcanes próximos a la localidad de Bella Vista están alineados en posición paralela al lineamiento del río Nahueve. El volcán Guañaco es un volcán poligénico de edad pleistocena cuya dimensión es considerablemente menor al de la mayoría de los volcanes pliocenos. Ubicado a 60 Km al este del arco volcánico Pleistoceno-Holoceno, sus lavas poco evolucionadas nos indican una relación tectónica y magmática particular cuyo origen será explicado en capítulos posteriores.

Más al sur, la cordillera de Mandolegüe presenta un campo de conos volcánicos alineados transversalmente en una franja cuyos extremos unen el borde sur de la cordillera del Viento y la caldera de El Agrio y el volcán Copahue.

En la región del volcán Copahue, la Formación Cerro Trolón junto con el Domo Ácido y los Domos ácidos preglaciales post-caldera definidos por González Díaz (2007) indican volcanismo de alta explosividad. Aquí también el volcanismo pleistoceno generó menor volumen de magma eruptado y migró (escasos kilómetros) hacia el oeste, respecto del volcanismo plioceno. Erupciones basálticas generaron pequeños conos y el volcán de Copahue (Formación Copahue). Si comparamos volumétricamente el edificio volcánico de Copahue y sus lavas cuaternarias (principalmente la Formación Copahue) con el de magma que constituyen las Formaciones Hualcupén y Trapa-Trapa podremos tener una concepción de la magnitud del magmatismo mio-plioceno.

Contemporáneamente hacia el este se desarrolló un campo con numerosos domos, conos piroclásticos y monogénicos de composición basáltica a traquiandesítica, destacándose el cerrito Colorado y la extensa Formación Pino Andino derramada hacia el sur sobre el cauce del actual río Agrio, al norte de Loncopué.

2.II.2. ASOCIACIÓN VOLCÁNICO SEDIMENTARIA PALEÓGENA

Esta denominación se establece para todos los niveles estratigráficos de origen volcánico y volcanoclástico de edad paleocena a oligocena ajustado según las normas del Código Argentino de Estratigrafía (1993). La Asociación Volcánico Sedimentaria Paleógena contiene al Grupo Molle: constituido en este trabajo por andesitas, tobas y basaltos y a la Formación Lileo: por tobas, tufitas, pelitas, areniscas y calizas.

Grupo Molle

Andesitas, basaltos, dioritas, tobas

Antecedentes

Esta unidad corresponde a los términos efusivos del Mollelitense de Groeber (1946) y a la Formación Auca Pan (Turner, 1965). Las Formaciones Cayanta y Colipilli (Llambías y Malvicini, 1978 y Llambías y Rapela, 1989), las plutonitas Caicayén (Méndez *et al.*, 1995), la Serie Andesítica Infraterciaria y las Andesitas Intrusivas de edad oligocena definida por Zöllner y Amos (1973), posteriormente fueron agrupados por Rovere *et al.* (2004a) bajo la denominación de Grupo Molle. Este término fue utilizado previamente por Yrigoyen (1972) y Llambías y Rapela (1989), adoptándose según las normas del Código Argentino de Estratigrafía (1993). En la comarca de Colipilli, ubicada pocos kilómetros al sureste del meridiano de 70°30'; Llambías y Rapela (1989) propusieron dividir a esta unidad en dos Formaciones: la Formación Cayanta, que reúne a la facies extrusivas para la región situada al noroeste de Andacollo y la Formación Colipilli, que agrupa la facies subvolcánicas. En este trabajo, el Grupo Molle no se ha diferenciado en unidades. Las diferentes entidades lito estratigráficas se han considerado como cuerpos ígneos integrantes de un mismo episodio evolutivo; por otra parte Groeber (1954) se inclina a dar una edad eocena a esta unidad y Zöllner y Amos (1973) la consideran de edad oligocena. Franchini (1992) por su parte, realizó estudios petrológicos en rocas del cerro Caicayén, hallando tanto rocas volcánicas como intrusivas e hipabisales. Según Kay (*com.ver.*) a partir de resultados recientes de dataciones isotópicas, se considera que el volcanismo del cerro Caicayén, así como el del cerro Mayal sean de edad miocena.

Distribución

El Grupo Molle se presenta a lo largo de toda la región aunque con mayor desarrollo al oeste de la cordillera del Viento entre los ríos Neuquén y Nahueve, (véanse Fotografías 6 y V en Anexo 3) observándose en los niveles inferiores de valles tributarios.

En el “área clave”, las efusiones quedan restringidas al pie occidental de la cordillera del Viento, desde el extremo norte de la región (37°LS) hasta el sur de Andacollo donde se conservan restos aislados al este del río Neuquén, por ejemplo en la “Piedra del Torreón”, aflora en los cerros Caicayén y Ranquilón y en los niveles inferiores de numerosos arroyos tributarios vecinos a El Cholar y El Huecú. Es probable la presencia de afloramientos aislados en escamas tectónicas cercanos a la frontera chilena al norte del río Picunleo, en el cerro Bonete y el cerro Moncol.

Litología

El Grupo Molle presenta una variada litología y está caracterizada principalmente por andesitas, (su antigua denominación era Serie Andesítica). También posee basaltos, dioritas, tobas, y niveles volcanoclásticos. El **Grupo Molle** expone afloramientos con una amplia gama litológica. Se caracteriza por la irregularidad de sus afloramientos, de escasa elevación con cierta semejanza a los paisajes de malpaís y tonalidades que varían del rojizo al pardo amarillento. Si bien se utilizaba el término “Serie Andesítica”, también está constituido en sus suites más básicas por basaltos y en contraposición por dacitas, riolitas y traquitas con alto contenido de sílice.

Entre los ríos Nahueve y Neuquén se observan innumerables coladas, brechas volcánicas, diques y filones capa de composición andesítica y andesítico-basáltica. Se destacan por su coloración más oscura y el relieve positivo (esto es debido a la erosión de la roca de caja). En esta región predominan las andesitas piroxénicas.

En perfiles realizados al sur de la cordillera del Viento, se exponen pequeños cuerpos intrusivos (“*stocks*”) y filones capa compuestos mayoritariamente por andesitas anfibólicas a microdioríticas, dioritas cuarcíferas y dacíticas. En el área del cerro Caicayén (Franchini 1992) también predominan los anfíboles por sobre los piroxenos (anf > px); pórfidos andesíticos y dioríticos hornblendíferos, a los que se asocian diques de spessartita, kersantita y vogesita. También se han observado núcleos intrusivos dioríticos en el cerro Ranquilón. Mantos de andesitas están distribuidos al este del río

Agrio hasta El Cholar, en casos alcanzando longitudes de decenas de kilómetros de largo emplazadas en rocas mesozoicas. El espesor máximo de esta unidad alcanza los 2300 metros.

Relaciones estratigráficas

Su mayor desarrollo se encuentra en la vasta región limitada por los ríos Neuquén y Nahueve (al oeste y este respectivamente) extendiéndose hacia el norte donde es parcialmente cubierta e intruída por lavas y volcanitas pliocenas de las Formaciones Cerro Centinela y Bella Vista.

Cubre en discordancia a entidades neopaleozoicas, mesozoicas y eoterciarias y es sobrepuesta en discordancia por unidades volcánicas neógenas y sedimentitas modernas. Es notable destacar las intrusiones de cuerpos subvolcánicos de andesitas, dacitas y microdioritas en las sedimentitas mesozoicas (véase Fotografía 7) preferentemente de la Formación Vaca Muerta, dejando extensas zonas de metamorfismo de contacto donde las pelitas aparecen fuertemente hornfelizadas. En menor grado, andesitas anfibólicas intruyen a la Formación Mulichinco, muchos de los cuerpos son lacolitos cuyos centros de emisión son difícilmente observables. Desde Andacollo hacia el sur hasta el “Rincón de las Piedras” en el codo del río Neuquén se apoya en discordancia angular sobre el Carbonífero, el Grupo Choiyoi y alcanza unidades sedimentarias del Kimmeridgiano. Los diques y filones capa en general se desarrollan dentro de la misma unidad.

También están representados en la región sudoriental, donde afloran *stocks* andesíticos y dacíticos que intruyen esencialmente a la Formación Vaca Muerta, configurando los relieves más elevados y abruptos de la región oriental.

Ambiente de formación

El ambiente tectónico está vinculado a esfuerzos extensionales que controlaron el emplazamiento de los diques Paleógenos, principalmente en el área oriental entre El Huecú y Loncopué (Ramos 1998), así como en la región entre los ríos Nahueve y Neuquén. De hallazgos recientes de una cuenca elongada de edad Eoceno medio-Oligoceno inferior, denominada Formación Lileo se interpreta que el magmatismo del Grupo Molle constituyó el arco volcánico oriental cuyos principales alturas fueron

representadas por los cerros Caicayén y Mayal, junto con el cerro Ranquilón y otros centros volcánicos que intruyeron secuencias sedimentarias mesozoicas.

Edad

Dataciones radiométricas arrojaron edades entre 56.2 +/- 2.7 y 39.1 +/- 2 Ma (Rapela y Llambías, 1983; Llambías y Rapela, 1989, Rovere *et al.*, 1993b); INGEIS (1999) estimaron una edad de 47 +/- 2 Ma (Eoceno medio) en una andesita extraída al sur del cerro Moncol. También se han referido otras edades en afloramientos ubicados sobre los ríos Guañaco y Reñileuvú (Jordan *et al.*, 2001).

Formación Lileo

(continental) Tobas, tufitas, pelitas, areniscas, calizas

Antecedentes

Las sedimentitas aflorantes en el curso medio del río Lileo (ó Lil-Lehue) fueron dadas a conocer por primera vez por Groeber (1921), quien esbozó su correlación con unidades del Dogger y el Malm aflorantes al este de la cordillera del Viento, adjudicándolas al Mesozoico, citando como fósil al bivalvo *Pleuromya*. Zanettini *et al.* (1987) presentaron un estudio detallado de la geología de la comarca de Los Miches, identificando a las sedimentitas allí aflorantes como pertenecientes a las Formaciones Los Molles, La Manga, Tordillo/Río Damas (Arregui 1993), Vaca Muerta (Le Maitre 1978), Mulichinco y Agrio (Aguirre Urreta y Rawson, 1997). Observaciones realizadas detalladamente en afloramientos en Los Miches (Rovere *et al.*, 2004a) permitieron inferir que se trataba de sedimentitas lacustres y no marinas. En atención a esta observación, se practicó un muestreo para ser estudiado desde el punto de vista palinológico, remitiéndose las muestras obtenidas al Dr. Volkheimer y su equipo de colaboradores. Los resultados alcanzados lograron identificar una serie de elementos microflorísticos significativos, que permitieron adjudicar esas sedimentitas al Paleógeno, más precisamente al lapso Oligoceno superior - Mioceno inferior. Por esa razón, Leanza *et al.* (2002) propusieron a la Formación Lileo como una nueva unidad formacional, interpretando a la misma como incluyendo a todas las unidades mesozoicas distinguidas previamente por Zanettini *et al.* (1987) las cuales, sobre la base de sus características sedimentológicas y paleontológicas, se adjudicaron el antedicho

lapso del Cenozoico.

Distribución

Esta unidad aflora (véase Fotografía 8) en el curso medio del río Lileo desde El Boleadero hasta prácticamente la confluencia del arroyo Palao. También aflora en el curso inferior del río Guañaco, donde es cruzada por la ruta que conduce de Andacollo a El Cholar. Disminuida en sus términos constitutivos, la Formación Lileo cruza en sentido norte sur al río Reñileuvú hasta alcanzar el valle del río Damas. Estratos fluviales hallados en el río Reñileuvú y bancos de tufitas y areniscas en la margen izquierda del río Trocomán también son atribuidos a esta unidad.

Litología

Está integrada por una alternancia de lutitas negras, negro verduscas, gris oscuras y castaño grisáceas alternantes con delgados bancos de calizas a veces oolíticas, gris claras y pátina blanco amarillenta, destacándose también en este tramo bancos de areniscas ferruginosas. Continúan calcilutitas de grano muy fino, de colores gris oscuro y verde oliva oscuro, arcilitas calcáreas en bancos de 15 cm de potencia y areniscas calcáreas de iguales colores en capas de hasta 25 cm de espesor, con intercalaciones de calizas oolíticas de color gris y ocre verdoso. Las mismas se intercalan con mantos de andesitas y bancos de tobas aglomerádicas y aglomerados volcánicos de composición andesítica. Hacia arriba continúan areniscas tobáceas de grano mediano verde claras y castaño rojizas con intercalaciones de mantos de tobas vítreas andesíticas y traquiandesíticas color gris, de grano grueso, así como conglomerados gruesos y aglomerados volcánicos gris verdosos. Siguen lutitas gris oscuras finamente estratificadas con intercalaciones de calizas de grano muy fino “... en su aspecto exterior muy parecidas a las calizas arcillosas azuladas del Titoniano (Groeber 1921). El tramo superior del perfil está compuesto por areniscas tobáceas gris verdosas dispuestas en estratos de mediano espesor con intercalaciones de conglomerados de igual color y conglomerados gris blanquecinos, a los que suceden finalmente calcilutitas gris verdosas y calcarenitas de grano mediano color gris a gris oscuro, con superficies de meteorización de color ocre y pequeños cristales de pirita dispersa. En el afloramiento del río Guañaco se han observado asimismo capas irregulares de carbonato fibroso y

agregados fibroradiales de baritina conformando nódulos, así como algunos restos de bivalvos indeterminados de agua dulce. Las sedimentitas de la Formación Lileo presentes en el curso medio del río Lileo están intensamente plegadas y fracturadas, lo que hace dificultoso establecer el espesor de esta unidad.

Ambiente

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

Contenido fosilífero

Estudios practicados por el Dr. Volkheimer y su equipo de colaboradores (Leanza *et al.*, 2002) permitieron identificar 13 niveles de la secuencia terciaria aflorante, 9 de ellas en el río Lileo y 4 en el río Guañaco. El estado de preservación de los palinomorfos es aceptable. Las asociaciones tienen relativamente poca diversidad. En muchas de ellas predomina el género *Nothofagidites*, acompañado en menor frecuencia por granos bisacados correspondientes, principalmente, a los géneros *Podocarpidites* y *Alisporites*. Otro componente siempre presente son granos de polen pertenecientes a varios géneros de angiospermas, entre ellos *Couperipollis* con varias especies y cf. *Spinizonocolpites*. En frecuencias más bajas aparecen granos triporados e inaperturados, entre estos últimos *Inaperturopollenites* y *Araucariacites*. Las esporas triletes se presentan en la mayoría de los niveles con frecuencias variables, habiéndose hallado los géneros *Deltoidospora* (varias especies), *Biretisporites*, *Verrucosisorites*, *Lycopodiumsporites* y *Cicatricosisorites*. Es importante destacar la presencia de elementos lacustres en algunas asociaciones, entre ellos *Botryococcus*, *Pediastrum*, *Leiosphaeridia*, Sphaeromorphitae indet. y másulas de *Azolla* en algunos casos. Con respecto a la macrofauna, merece consignarse que en los afloramientos de la Formación

Lileo en el curso inferior del río Guañaco se hallaron algunos ejemplares de bivalvos indeterminados de agua dulce. Es reservada la interpretación de que estos bivalvos representen las “pleuromyas” de Groeber (1921), estas últimas características de ambientes marinos del Jurásico. Se adiciona a las variadas especies de palinomorfos lacustres hallados, la presencia de abundantes briznas vegetales carbonizadas, así como algunos troncos silicificados de pequeño porte.

Relaciones estratigráficas

En cuanto a su límite superior, las sedimentitas aquí asimiladas a la Formación Lileo, son cubiertas en discordancia por la Formación Arroyo Palao, en el curso medio del arroyo Palao, y por la Formación Cerro Centinela en el río Lileo. En el arroyo Ranquilco se observan niveles andesíticos y brechas volcánicas formando columnas en disyunción correspondientes a la Formación Hualcupén apoyadas sobre niveles tobáceos de la Formación Lileo. En cuanto a las relaciones de base, en el curso inferior del río Guañaco aguas abajo del cruce del puente carretero de la ruta que conduce de Andacollo a El Cholar, se observa que las sedimentitas lacustres de la Formación Lileo descansan sobre mantos andesíticos de niveles inferiores del Grupo Molle. Asimismo la interdigitación aparente del Grupo Molle y la Formación Lileo lleva a considerar las relaciones de cambio facial volcánico-sedimentario.

Edad

La Formación Lileo se correlaciona con los niveles basales de la Formación Cura Mallín (González y Vergara, 1962). El amplio predominio en la Formación Lileo de *Nothofagidites* indica que la edad de las asociaciones microflorísticas no es mayor que el Eoceno medio, momento en el cual se produjo en el sur del continente sudamericano un pronunciado cambio hacia condiciones climáticas más frías. La Formación Arroyo Palao de edad Oligoceno superior ? - Mioceno, cubre en discordancia a la Formación Lileo, se adjudica en consecuencia esta última al Eoceno medio-Oligoceno inferior, interdigitada lateralmente con niveles volcánicos del Grupo Molle.

Jordan *et al.* (2001) mencionan edades radimétricas a través de trazas de fisión en zircón y apatita de bentonitas en depósitos de flujos de cenizas hallados al norte de

Los Miches de edad 48.9 y 38.4 Ma respectivamente.

2.II.3. ASOCIACIÓN PLUTÓNICO VOLCÁNICA MIOCENA

Esta denominación se establece para todos los niveles estratigráficos de origen plutónico y volcánico de edad miocena en la región que abarca este trabajo, en consideración a las normas que establece el Código Argentino de Estratigrafía (1993). La Asociación Plutónico Volcánica Miocena está constituida (véase Figura 2) por varias unidades volcánicas y un intrusivo granodiorítico.

Formación Arroyo Palao

Areniscas, calizas, pelitas

Antecedentes

Groeber (1921) realizó estudios comparativos entre los estratos del arroyo Lileo y los estratos del arroyo Pillúm Challa aflorantes en el área fronteriza al norte del volcán Copahue. Las detalladas descripciones litológicas y la cartografía geológica de la región de los arroyos Palao, Guañaco y Reñileuvú (Sarris 1961) dieron un gran aporte al conocimiento geológico particularmente de la prospección minera. La Formación Arroyo Palao fue definida por Zanettini *et al.* (1987) para designar a los “Estratos del Arroyo Carbón” y “Arroyo Los Tábanos” (Sarris 1961 y Uliana 1978). Debido a la compleja sucesión estratigráfica presente en el área de Los Miches, Rovere *et al.*, (2004a) han definido dos unidades lacustres, la Formación Lileo de edad Eoceno-Oligoceno (Mioceno inferior?) y la Formación Arroyo Palao (Mioceno inferior-medio).

La Formación Arroyo Palao es equivalente con los términos superiores de la Formación Cura Mallín definida en Chile por González y Vergara (1962) la cual se divide en dos miembros: Malla Malla y Río Queuco. En territorio argentino dichas unidades no aparecen bajo las mismas descripciones originales. Ambos miembros tienen abundante material de origen volcanoclástico y niveles de flujos piroclásticos depositados en lagos intermontanos. Diferentes entornos paleoambientales generaron facies sedimentarias independientes, evidenciadas en los diversos rasgos paleontológicos de la flora y fauna hallada. Regionalmente, numerosos autores describieron unidades sedimentarias del Terciario medio, entre ellos Niemeyer y Muñoz, 1983; Muñoz y Stern, 1988; Gutiérrez y Minniti, (1985), Jordan *et al.* (2001) y

Burns y Jordan (1999).

Distribución

Está bien representada a ambos lados del área fronteriza entre los 36° y 39° S., formando depósitos de cuencas lacustres, algunas de ellas interconectadas. Los depósitos ubicados al oeste de las altas cumbres en Chile, aparecen con mayor contenido de material de origen volcánico y volcanoclástico que los aflorantes al este, en territorio argentino. La extensión latitudinal que alcanza el conjunto de estos depósitos de cuencas intermontanas supera los 200 Km de extensión. Afloran de sur a norte en las nacientes del arroyo Pilúm Challa, en el valle del río Picunleo, en el curso medio del río Reñileuvú, en el “área clave”, en los valles de los ríos Guañaco y Lileo y en el arroyo Palao. En éste último y en el arroyo Cajón Nuevo alcanza su máximo desarrollo con más de 300 metros de potencia.

Litología

Esta unidad incluye rocas sedimentarias, predominantemente de origen lacustre, y subordinadamente fluviales, con escasos líticos de origen volcánico andesítico y dacítico que incrementan su contenido hacia el oeste.

La cubierta de material cuaternario enmascara en gran medida los afloramientos de la entidad y no permite hacer un perfil completo de ella.

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

microcristalinas blancas. En lentes aisladas de los bancos de areniscas y limonitas superiores se determinaron cristales de piroxeno (augita e hipersteno) y plagioclasas junto con trizas vítreas y vitroclastos de origen volcánico.

En las nacientes del arroyo Palao, se presentan los niveles superiores en los que es dominante el material pelítico. En el arroyo Blanco afloran arcilitas blanco amarillento a verde oliva claro, en parte cloritizadas, con litoclastos de cuarzo. La unidad supera aquí los 200 m de espesor.

Contenido fosilífero

En la sección inferior se hallan restos vegetales nothofagáceos en niveles lutíticos y gasterópodos y valvas de *Diplodon sp.* en areniscas (Zanettini *et al.*, 1987).

En la región de Las Ovejas, en los niveles intermedios se hallaron restos de dientes, *Characidae sp. indet.* (pacú), un trozo de espina de *Siluroidei sp.*, reconocidos por el Dr. Alberto L. Cione y huesos de aves no identificados (Zanettini 2001).

Ambiente de depositación

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

Relaciones estratigráficas

Sus relaciones de contacto son difícilmente observables debido al grado de deformación que presenta el área. Al oeste de Los Miches, sobre el río Lileo y en diversos perfiles a lo largo del arroyo Palao se observan las relaciones de contacto con la Formación Lileo, la dificultad en la interpretación de ambas unidades se debe

fundamentalmente a la similitud deposicional de sus facies y a la complejidad estructural provocada por plegamiento a lo largo de las márgenes de contacto. Asimismo, el contacto discordante con las unidades volcánicas e hipabisales del Grupo Molle se puede reconocer al oeste del lineamiento Nahueve-Trocomán.

Edad

La Formación Arroyo Palao ha quedado circunscripta al Mioceno inferior a medio. Estudios volcanológicos y paleoclimáticos (bioestratigrafía de polen), sugieren edades Miocenas tempranas a medias, descritas por Suárez y Emparán (1995), Marshall *et al.* (1990) y Zanettini *et al.* (1987).

Formación Mandolegüe

Basaltos, andesitas, tobas, ignimbritas

Antecedentes

Durante trabajos de desarrollo regional realizados por Delpino y Deza (1995) integran como Formación Hualcupén a las unidades de la Cordillera de Mandolegüe, y Méndez *et al.* (1995) ha establecido a las unidades volcánicas del noroeste de Neuquén denominándolas vulcanitas preglaciales pertenecientes al Complejo Efusivo Diaguítico. Rovere *et al.* (2004a), han diferenciado a la Formación Mandolegüe como una unidad independiente, basada en modelos volcánicos, tectónicos y petrogenéticos. Mandolegüe es un campo volcánico cuyos pequeños centros eruptivos monogénicos superan la decena; en su mayoría se observan coladas basálticas y andesíticas superpuestas.

Distribución

Esta unidad aparece en distribución elongada al sureste de la región, se presenta como un extenso campo de conos volcánicos en general monogénicos con cierta alineación en dirección SO-NE. Conforman la sección superior del bloque de la cordillera de Mandolegüe, limitada al este por el codo del río Agrio, las poblaciones de El Huecú y El Cholar, y al norte el extremo austral de la cordillera del Viento, al oeste esta limitada por el río Trocomán. Hacia el sudoeste se observaron afloramientos que responden a características similares con esta unidad y se las ha citado como

homólogas, si bien es necesario realizar mayores estudios y corroborar los datos en el sector limítrofe de la Hoja Pino Hachado.

Litología

Predominan basaltos, andesitas, tobas e ignimbritas. La **Formación Mandolegüe** esta compuesta por basaltos, andesitas y tobas. Todas las rocas de esta unidad están localizadas en la Cordillera de Mandolegüe. Decenas de conos volcánicos de origen monogénico presentan coladas lávicas y flujos piroclásticos poco densos. Los conos volcánicos son pequeños (diámetro promedio 200 metros, altura 100 m), se observaron unos 20 centros los cuales aparecen distribuidos sin alineación aparente en toda la cordillera de Mandolegüe rodeados de depósitos lávicos superpuestos de la misma unidad.

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

Las rocas andesíticas son compactas con estructura porfírica, en general presentan abundantes fenocristales de feldespatos de plagioclasa de color blanco lechoso y mafitos gris verdoso oscuros en una matriz afanítica pardo rojiza mediana. Al microscopio son rocas porfíricas con fenocristales de andesina fracturados y parcialmente corroídos por la pasta. Escasos cristales presentan zonación normal. Los fenocristales de augita diopsídica y de hipersteno suelen estar asociados a grandes cristales de opacos. Todo en una matriz hialopilitica, con marcados rasgos de fluidalidad y abundante mena de hierro. Ciertas secciones suelen mostrar ciertos rasgos tobáceos.

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

Ambiente de formación

Representado por un campo volcánico con numerosos conos de características monogénicas (parásitos y abortados). Si bien no se conoce con precisión la relación tectónica ni los procesos magmáticos que inician este volcanismo, en este trabajo se considera este magmatismo afectado por procesos de deformación térmica y tectónica (Ramos y Folguera, 1999). Se definió en base a datos geocronológicos la edad de esta unidad como miocena, por lo tanto ha sido modificada respecto del Plioceno definido inicialmente por Rovere *et al.* (2004). Un alto flujo térmico de cámaras magmáticas someras localizadas a lo largo de la fractura de Mandolegüe pudo generar el abovedamiento “*inflation*” que conforma la cordillera, conjuntamente con un desarrollo de conos monogénicos alineados. El magmatismo de edad miocena distribuido en toda la región promueve el indicio de un alto gradiente térmico regional durante el Mioceno temprano a medio.

Relaciones estratigráficas

Intruye y cubre bancos y niveles estratificados del Grupo Molle, y volcanoclásticos y sedimentarios de la Formación Lileo. Si bien no se pudieron establecer con precisión las relaciones estratigráficas en el sector sur, con la Formación Hualcupén, se considera a esta unidad vinculada a un desarrollo volcánico previo al colapso caldérico de Caviahue y coetáneo con el inicio del emplazamiento del plutón cerro Columpio.

Edad

Dataciones obtenidas recientemente confirman una edad miocena (16 ± 1 Ma; vease Cuadro 5.III). Se correlaciona con las unidades volcánicas miocenas de cerro Moncol, Buta Mallin y arroyo Azul.

Andesita Cerro Moncol

Andesitas, pórfidos, aglomerados volcánicos

Antecedentes

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

Distribución

Estos cuerpos se presentan generalmente en un relieve de cerros tales como el Moncol, Pichi Moncol y Palao, en la desembocadura del arroyo Palao a ambos márgenes del río Lileo, desde el paso Pichachén hasta el arroyo Picunleo y en el flanco norte de la laguna de Trolope, en centros aislados de aproximadamente 1 Km² de diámetro.

Litología

Andesitas, pórfiros y aglomerados (brechas) volcánicos con bajo grado de metamorfismo caracterizan litológica y petrográficamente a la Andesita Cerro Moncol. Las rocas de la **Andesita Cerro Moncol** se caracterizan por su color castaño claro, gradando al gris oscuro con tonalidades claras. En sectores se observaron características intrusivas andesíticas con leves variaciones traquíticas a dacíticas que conforman los denominados pórfidos. Lentes de aglomerados volcánicos conteniendo fragmentos de tobas, bloques de esquistos cristalinos de composición granítica y micáceos. Marginalmente a los contactos menos porfíricos, presentan indicios de cataclasis en los que se distinguen fragmentos de feldespatos con bordes recrystalizados.

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

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

Ambiente de depositación

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

Relaciones estratigráficas

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

Edad

Edades obtenidas recientemente (Cuadro 5.III) permiten establecer la edad aproximada de esta unidad en 17 ± 1 Ma, correlacionables con el emplazamiento de la Formación Mandolegue y el volcanismo del arroyo Azul y Buta Mallin. Del análisis estratigráfico comparativo se estima previo al desarrollo del Grupo Plutónico Melipeuco (12,8 Ma) o bien con el Stock Pemehue, ambos citados en la Hoja Curacautín en Chile

(Suárez y Emparán, 1997) que se extiende hacia el norte en la región de la laguna de La Laja. Su edad estimada corresponde al Mioceno.

Formación Invernada Vieja

Tobas y aglomerados volcánicos

Antecedentes

Esta unidad fue reconocida por Pesce (1981) como parte de la Formación Cajón Negro y posteriormente identificada bajo el término Piroclastitas Ácidas por Brousse y Pesce (1982). Llambías *et al.* (1984) realizaron una descripción de esta unidad en inmediaciones del cerro Domuyo, al norte del área de estudio. Debido a los escasos asomos de estos afloramientos, se unifica el término Invernada Vieja utilizado por Zanettini (2001) en la hoja Las Ovejas.

Recientemente, Ramos (1998) propuso la denominación de Conglomerado o Formación Tralalhué a depósitos pefíticos que se apoyan en discordancia angular sobre los depósitos mesozoicos situados al sureste de la región, los cuales se asimilan cronoestratigráficamente a esta unidad. Al sureste de la región y extendiéndose fuera de sus límites, esta discordancia está presente en la margen sur del arroyo Taquimilán sobre las Formaciones Huitrín y Rayoso. También se aprecia en la margen norte del arroyo Tralalhué. En esta última localidad está expuesta la base de la unidad, constituida por depósitos conglomerádicos gruesos, de laminación grosera. Se le asigna a este depósito una edad oligocena tardía a miocena. En el sector occidental, en el límite con la fosa de Loncopué, se observan depósitos terciarios suavemente plegados, al oeste de Ranquilón, que podrían correlacionarse con el conglomerado Tralalhué, si bien no presentan características similares. Estos depósitos son cubiertos por derrames basálticos que se hacen dominantes hacia el bajo de Loncopué.

Distribución

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

Litología

Tobas y aglomerados (brechas) volcánicos caracterizan a la Formación Invernada Vieja. La **Formación Invernada Vieja** constituye un depósito de tobas vitrocrystalinas y litocrystalinas de composición dacítico-andesítica de color gris blanquecino a gris parduzco; se intercalan bancos lentiformes de tobas redepositadas y hacia el techo, rematando la secuencia, se manifiestan aglomerados finos a gruesos. En el área del cerro Colorado se encuentran tobas, lapillitas y aglomerados, de color blanco amarillento a blanco grisáceo. La estratificación de las tobas es grosera en bancos de 2 a 7 metros de espesor, que alcanzan de 10 a 15 m de potencia, observándose en ellos erosión diferencial. En algunos sectores se observan estratificaciones y estructuras vinculadas a ambiente fluvial y/o lacustre.

De acuerdo con Pesce (1981) en la región de Las Ovejas esta unidad está constituida por ceniza volcánica y bloques angulosos a redondeados de andesita gris oscuro, de 10 a 20 cm de diámetro en su mayor parte aunque se hallan bloques de hasta 1,50 m de diámetro.

Ambiente de depositación

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

Relaciones estratigráficas

Cubre a lutitas y areniscas de la Formación Los Molles y a andesitas del Grupo Molle al este de la estancia Hualcupén. Es cubierta en discordancia angular por depósitos aluvio-coluviales y por andesitas y basaltos de la Formación Cerro Centinela de edad plio-pleistocena. Según Zanettini (2001) engrana esta unidad lateralmente con la Formación Trapa-Trapa, en este trabajo no se ha observado este tipo de contacto.

Edad

Restos fósiles de mamíferos y dataciones radimétricas K-Ar, arrojaron edades de 16,1 +/- 2,6 y 11,5 +/- 1 Ma (González Díaz y Nullo, 1980; Mazzoni y Benvenuto, 1990) que la ubican en el Mioceno medio a superior. Por sus relaciones estratigráficas y composición litológica, la unidad es correlacionable parcialmente con las "tobas" (Roth, 1899) de la Formación Collón Curá. Por otra parte, la Formación Chimehuín (Turner, 1965) que presenta semejanzas con la Formación Cajón Negro (Zanettini 2001); ha sido estudiada por González Díaz y Riggi (1984). Dichos autores establecieron una total correspondencia entre la Formación Chimehuín y las Formaciones Collón Cura y Río Negro (sudoeste del Neuquén), bajo el análisis litológico detallado con apoyo microscópico de un tramo del perfil correspondiente a la cuesta de la Rinconada.

Formación Trapa-Trapa

Andesitas basálticas, brechas andesíticas

Antecedentes

En este trabajo el concepto y la denominación de la Formación Trapa-Trapa fueron extraídos de Niemeyer y Muñoz (1983) quienes definieron a una secuencia de aglomerados volcánicos, lavas andesíticas y basaltos, dispuestas de manera concordante y transicional sobre el miembro superior de la Formación Malla Malla en Chile. Dichos autores consideraron los trabajos de Hemmer (1935) quien la describió como "Eruptivos más modernos" formada por basaltos, andesitas y traquitas, e incluyeron los tres miembros superiores de la Formación Polcura de Enrione y Villarroel (1962), en Chile. En territorio argentino un complejo efusivo constituido por 2000 m de piroclastitas y lavas, reconocido por Uliana (1978) al este y sur del área de esta Tesis se atribuyó tentativamente al Palaocolitense de Groeber (1946). Esta unidad (véanse Fotografías 9, 10; VII, IX, XI, XXIII y XXIV en Anexo 3) distribuida ampliamente en Chile fue utilizada por Rovere *et al.* (2004) debido a la asociación y continuidad de los afloramientos cartografiados en territorio argentino.

Distribución

Aparece a lo largo del margen occidental de la región, especialmente en el cordón fronterizo que se extiende entre los pasos de Pichachén y Copahue (véanse Fotografías 9 y 10) en la Hoja Laguna de la Laja en Chile (Niemeyer y Muñoz, 1983)

donde se cita su perfil tipo. Sus afloramientos se extienden al norte de la región de Las Ovejas (Zanettini 2001).

Litología

Andesitas basálticas y brechas andesíticas son las rocas que predominan en la Formación Trapa-Trapa. La **Formación Trapa-Trapa** posee un característico color pardo-rojizo a grisáceo, también se presentan en llamativos colores rosados y ocre en el valle de Huayquillán, próximo al paso de Coliqueo norte.

Son rocas porfíricas y amigdaloides, en general bastante alteradas, con abundantes fenocristales de piroxenos. Corresponden preponderantemente a andesitas basálticas y andesitas. En una sección levantada entre la Cordillera de los Tocinos y la cordillera Reñileuvú, las brechas volcánicas predominan sobre las lavas. Las coladas andesíticas alcanzan un desarrollo de 60 metros, se estima un espesor entre 300 y 1000 m. En la laguna La Tregua y el valle de Buta Mallín afloran numerosos diques o filones capa dispuestos subhorizontalmente dentro de la misma unidad, su composición general es algo más básica que los términos generales de la Formación Trapa-Trapa, no obstante se observaron diques andesítico-traquíticos en afloramientos cercanos al cerro Buraleo.

Las andesitas basálticas se componen de olivino, con reacción marginal a clinopiroxeno, augita ya sea en forma de fenocristal o como microcristales en la masa fundamental, plagioclasa de tipo intermedio, cantidades menores de vidrio y mineral de hierro, el ortopiroxeno es escaso. La textura es intersertal, intergranular y ocasionalmente subofítica, apareciendo raramente textura traquítica.

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

Los aglomerados volcánicos de esta unidad poseen escasas intercalaciones de brechas con matriz volcano-sedimentaria. Las brechas son monogénicas autoclásticas bien estratificadas con clastos de andesitas porfíricas, pasando gradualmente a andesitas.

Relaciones Estratigráficas

Esta unidad es intruída por la Granodiorita Cerro Columpio en el arroyo Azul, al sur del cerro Bonete se observan depósitos ignimbríticos de la Formación Mitrauquén que truncan en discordancia angular los niveles superiores de las andesitas de la Formación Trapa-Trapa. En numerosos perfiles al oeste de la región se observan relaciones de discordancia con depósitos volcánicos de la Formación Reñileuvú. Regionalmente, se dispone en discordancia angular con la Formación Reñileuvú al norte y con la Formación Hualcupén en la región del volcán Copahue.

En los alrededores del paso Pichachén se observan numerosos depósitos de cenizas y lapillos provenientes principalmente del volcán Antuco que cubren áreas deprimidas de la Formación Trapa-Trapa.

Ambiente de formación

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

Edad y correlaciones

La edad de esta unidad fue determinada por Drake (1976) en la localidad de Puerto Nuevo (Chile), parcialmente se correlaciona al Palaocolitense o Basalto I de Groeber (1946), Zanettini (2001) considera una correlación lateral de esta unidad con rocas volcanoclásticas de la Formación Invernada, en tanto que Rovere (1993a; b) describió andesitas y diques andesíticos datados por métodos K-Ar (12,6 +/- 0,2 Ma) en la región de Buta Mallín y al oeste del cerro Columpio, asimilados a esta unidad. Niemeyer y Muñoz (1983) realizaron dataciones sobre plagioclasas de andesitas que arrojaron valores entre 15 +/- 1,6 y 11,8 +/- 2,1 Ma, por lo tanto se asigna a esta unidad

una edad miocena media a superior.

Formación Mitrauquén

Conglomerados, ignimbritas, andesitas

Antecedentes

Esta unidad fue definida por primera vez por Suárez y Emparán (1997) en la Hoja Curacautín en Chile y observada por Rovere *et al.* (2004a) e introducida en la nomenclatura estratigráfica argentina.

Distribución

El mayor desarrollo (400 metros) está expuesto en el sector comprendido entre cerro Moncol y laguna Negra entre los ríos Reñileuvú y Picunleo; también se observaron aislados afloramientos en el tramo superior del río Agrio, al oeste de la cordillera de Reñileuvú, y en el tramo superior del río Buta Mallín.

Se localiza también en el cerro Negro, al norte del cerro Bonete en laguna Negra, en la sierra de Trolón y en la cordillera de Reñileuvú.

Litología

Conglomerados, andesitas e ignimbritas son las rocas que predominan en esta unidad. La **Formación Mitrauquén** está formada por conglomerados, ignimbritas y lavas andesíticas. En la base predomina la facies conglomerádica con intercalaciones de ignimbritas dacíticas; las lavas andesíticas y tobas predominan hacia los niveles superiores.

Las rocas sedimentarias de esta unidad están compuestas principalmente por conglomerados clasto y matriz soportados, con intercalaciones ignimbríticas de color blanquecino, y capas con deformación sinsedimentaria.

El miembro volcánico está compuesto principalmente por lavas andesíticas y andesítico-basálticas, con intercalaciones de tobas de caída dacíticas e ignimbritas (véase Fotografía N° IX en Anexo 3). De los niveles ignimbríticos se han observado rocas vesiculares con diminutos canalículos de degasificación (véase Fotografía XX en Anexo 3) en sistemas caldéricos.

Ambiente de depositación

Según Suárez y Emparán (1997) la presencia de conglomerados fluviales y de depósitos de flujos de detritos en la unidad inferior del miembro sedimentario, sugiere acumulación en un abanico aluvial. Este cono aluvial habría engranado lateralmente, o fue sucedido por un sistema de ríos anastomosados gravosos, representados por la unidad conglomerádica superior, que fluían hacia el sureste. Se interpreta que los ríos, cuyos productos se incluyen en la formación Mitrauquén, habrían atravesado el área previamente ocupada por el lago representada por las facies lacustres de la Formación Cura Mallín en Chile (Suárez y Emparán, 1997), correlacionable en sus niveles superiores con la Formación Arroyo Palao. Esta progradación de ríos de grava sobre antiguos depósitos lacustres, reflejaría un descenso relativo del nivel de base aproximadamente a los 9 Ma (Ramos 1998). Durante dicho período ocurrió una fuerte profundización de la cuenca marina de Labranza (ubicada al sudoeste, en Chile) (Osorio y Elgueta, 1990) generada probablemente por subsidencia tectónica, coincidiendo esto con un descenso eustático del nivel del mar. Los mantos de coladas andesíticas son lentiformes y de menor potencia en comparación con las ignimbritas intercaladas entre los depósitos fluviales, éstas indican erupciones explosivas ácidas de gran magnitud y acumulación rápida de depósitos de flujos piroclásticos.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad cubre en discordancia angular a los depósitos volcánicos de la Formación Trapa-Trapa e infrayace a la Formación Reñileuvú en el sector occidental y central de la región.

Edad

Edades K-Ar mencionadas por Suárez y Emparán (1997) sitúan a esta unidad entre 8 y 9 Ma, edades obtenidas recientemente (véase Cuadro 5.III) indican una edad mínima de 12 Ma, por lo tanto corresponde al Mioceno superior.

Granodiorita Cerro Columpio

Granodioritas y tonalitas

Antecedentes

Las primeras menciones sobre cuerpos intrusivos terciarios en la región fueron definidas por Groeber (1946), Braccacini (1964) e Yrigoyen (1972) quienes mencionan cuerpos intrusivos ácidos a mesosilícicos de edad cretácica a terciaria.

El *stock* del cerro Columpio es referido por primera vez en la Argentina por Pesce (1981) y en Chile por Niemeyer y Muñoz (1983). Posteriormente, Rovere y Castro (1995) realizan el estudio económico del intrusivo y Rovere y Rossello (2001) describieron los procesos tectónicos que tuvieron lugar durante su emplazamiento. Asociado a pequeños cuerpos plutónicos que intruyen a las formaciones continentales, volcanoclásticas y volcánicas miocenas (Formaciones Arroyo Palao, Cura Mallín y Trapa-Trapa) y cubiertos en discordancia de erosión por la Formación Cerro Centinela (Rovere 1998).

Las Plutonitas Domuyo (Méndez *et al.*, 1995) y el Granito Las Lagunas del Grupo Domuyo (Zanettini 2001) definido en la Hoja Las Ovejas para los intrusivos del cerro Blanco, fue atribuido al Palaocolitense o Domuyolitense (Groeber 1946). Kurtz *et al.*, (1997); Morata *et al.* (2002) realizaron estudios basados en la historia geoquímica y termocronológica de plutones miocenos de los Andes.

Distribución

Esta unidad se restringe al cuerpo intrusivo que forma el cerro Columpio en las nacientes de los arroyos Buraleo y Azul. Al norte, estos cuerpos se distribuyen a lo largo del límite chileno y en la región de las lagunas de Epu Lauquen, conformando stocks integrantes de un cuerpo batolítico.

Litología

Granodioritas y tonalitas son las rocas predominantes de esta unidad. La Granodiorita Cerro Columpio es la única unidad litoestratigráfica de origen plutónico. El emplazamiento de este intrusivo durante el Mioceno posee una gran importancia en

la evolución magmato-tectónica de esta región. La **Granodiorita Cerro Columpio** conforma un cuerpo intrusivo o stock que se eleva unos 450 metros sobre el valle del río Buraleo. Se destaca en el terreno por su color gris claro y por la prominencia de sus afloramientos. A lo largo de sus contactos se observa una epidotización intensa y algunos fenómenos de asimilación e incorporación de la roca de caja a la masa intrusiva, formando zonas brechizadas constituidas por bloques xenolíticos angulosos, de 10-30 cm dentro de una matriz de material plutónico. En el interior de los cuerpos es posible observar filones lamprofíricos de color verde oscuro y pequeñas venas o cúmulos aplíticos.

La composición petrográfica de los stocks corresponde, principalmente, a granodiorita, diorita, diorita cuarcífera y tonalita. Las dioritas son de anfíboles variedad hornblenda. La biotita se encuentra en proporción variable entre 5% y 10%. Los minerales accesorios corresponden a feldespato potásico, cuarzo, titanita, apatita y minerales opacos. El feldespato potásico en las granodioritas se presenta en cantidades mayores que en las variedades dioríticas y los únicos ferromagnesianos presentes son hornblenda y biotita.

La textura en casi todos los ejemplares es hipidiomorfa granular de grano grueso. Se observa fracturación de feldespatos, curvado de feldespatos y biotita, formación de subgranos de cuarzo e incipiente orientación de los filosilicatos.

Ambiente de formación

A comienzos del Neógeno se produjeron mecanismos de emplazamiento magmático vinculados a los procesos tectónicos. Este concepto se asocia a un engrosamiento cortical que culminó en el Mioceno superior-Plioceno inferior (Kurtz *et al.*, 1997). Numerosos cuerpos plutónicos contemporáneos se distribuyen a lo largo del arco frontal; hacia el norte de los 34° S estos se vinculan al enriquecimiento de menas en fajas de mineralizaciones metalíferas. Las volcanitas miocenas (18.5 ± 0.2 Ma) situadas en el arroyo Azul no presentan una deformación fragil-dúctil (Sato *et al.*, 2004) penetrativa, por lo cual la leve deformación encontrada en la Granodiorita Cerro Columpio debe ser el resultado de un campo de esfuerzos local.

Relaciones estratigráficas

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

Edad

Dataciones radimétricas (Pesce, 1981) en plutones ubicados más al norte registran una edad de 15 ± 2 Ma. Análisis sobre roca total y cristales de biotita (Kurtz *et al.*, 1997) de muestras obtenidas a lo largo del arroyo Azul en contacto con la roca de caja (Formación Trapa-Trapa) y hacia el núcleo del stock, arrojaron edades K-Ar de 10.8 ± 0.1 a 12.3 ± 0.6 Ma (Rovere 1993a; b; Rovere y Castro, 1995). Se correlaciona con el Grupo Plutónico Melipeuco en Chile (Suárez y Emparán, 1997) y con intrusivos del Grupo Domuyo (Zanettini 2001). Los basaltos AA8 y AA8* (véase Cuadro 5.VI) datados en 18.5 Ma indican el comienzo de la actividad magmática previo al emplazamiento plutónico. Se considera Mioceno temprano, *Burdigaliano* a *Langhiano* (según I.S.C. 2002) el comienzo del emplazamiento y Mioceno alto (*Tortoniano*, según I.S.C., 2002) el enfriamiento del plutón cerro Columpio.

2.II.4. COMPLEJO VOLCÁNICO CAVIAHUE (CVC)

Se han agrupado bajo esta denominación a las siguientes unidades volcánicas: Formaciones Hualcupén, Las Mellizas, Riscos Bayos, Copahue, Cerro Trolón, Pino Andino y Las Termas. El Código Argentino de Estratigrafía (1993) recomienda evitar las repeticiones nomenclaturales, por tal razón se utilizó la denominación de “Caviahue” en reemplazo de “Copahue”, debido a la previa existencia de una unidad denominada “Formación Copahue”. Linares *et al.* (1999) definieron edades isotópicas (K-Ar) en la región del volcán Copahue y a modo comparativo se muestra en el Cuadro 2.1 las unidades correspondientes al Complejo Volcánico Caviahue (CVC) de Linares et al. (1999) y de este trabajo.

Formación Hualcupén

Basaltos, andesitas, brechas

Antecedentes

Definida por Pesce (1987) para las coladas que cubren las márgenes orientales del bajo de Caviahue. Los informes de J.I.C.A. (1992) describen esta unidad rodeando la caldera de Caviahue. A través de muestras de testigos de perforaciones realizadas dentro de la caldera se localizó a una profundidad aproximada de 1000 metros. Dataciones geocronológicas realizadas por Linares y Osera (1995) coinciden con las interpretaciones realizadas por Pesce (1987). Las Formaciones Hualcupén y Las Mellizas (véanse Fotografías XVII, XXVII y XXVI) están diferenciadas litoestratigráficamente por un cambio en la posición del centro eruptivo que las originó, se presume que entre ambas unidades ocurrió con máxima intensidad el colapso que originó el graben caldérico del Agrio o Caviahue.

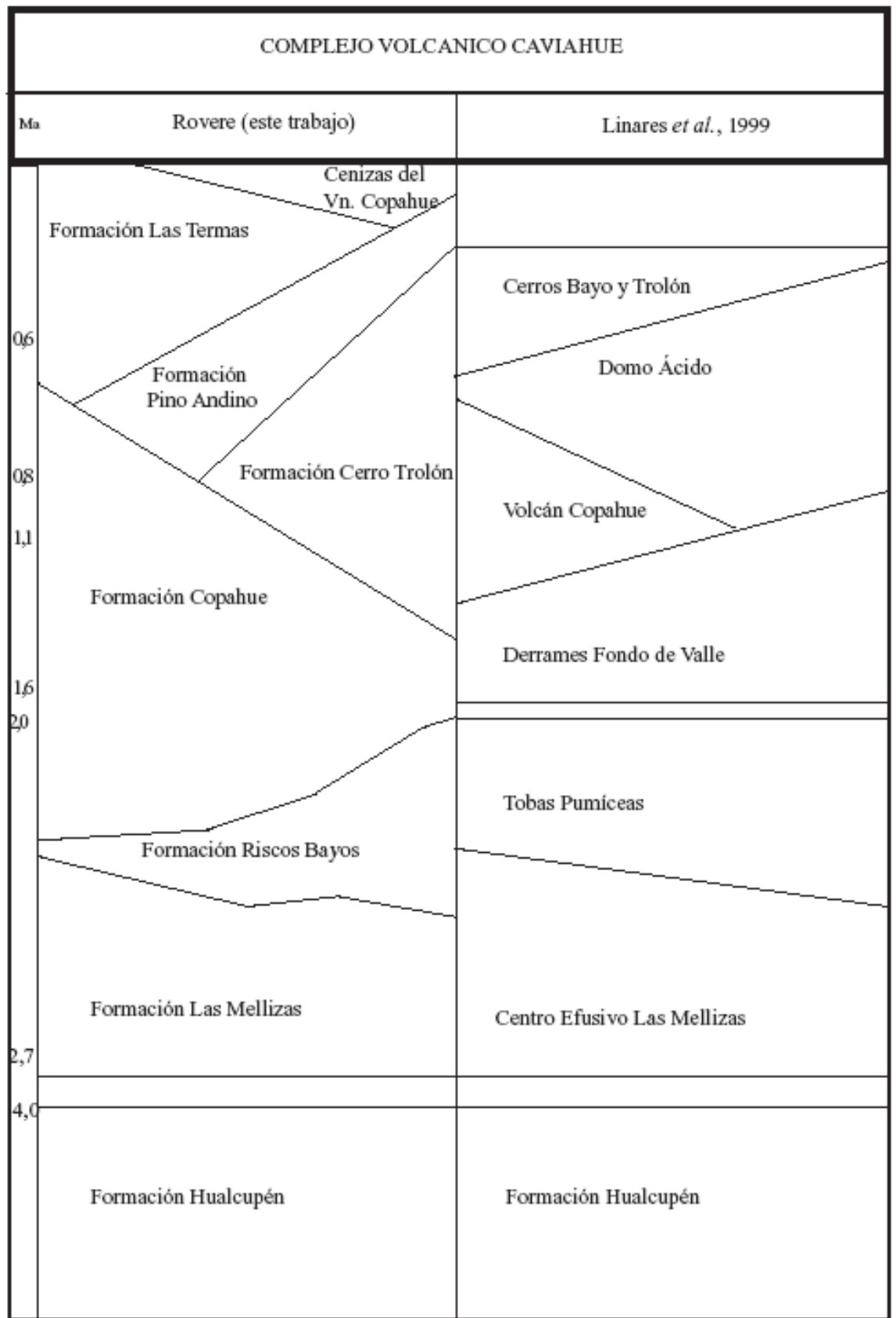
Distribución

La Formación Hualcupén se distribuye a través de extensos mantos lávicos que divergen a partir de un centro caldérico situado aproximadamente en la laguna del Agrio. Se distribuye extensamente al este del centro volcánico de Copahue, desde el borde externo de la depresión con una distribución semiradial predominante hacia el noreste. Son coladas lávicas lobuladas cuyos ejes alcanzan unos 30 Km de extensión. De estudios petrológicos de testigos realizados en perforaciones (J.I.C.A. 1992) ubicados en la laguna de Las Mellizas, se detectó la Formación Hualcupén ubicada a 2000 m de profundidad.

Litología

Litológicamente esta unidad está formada principalmente por rocas volcánicas (basaltos y andesitas) y volcanoclásticas (brechas). La **Formación Hualcupén** se considera originada por un campo volcánico con numerosos centros eruptivos centrados al este del volcán Copahue. A partir del volumen de material eruptado se estima que el edificio central presentaba durante el Plioceno una magnitud aproximadamente 8 veces mayor que la del actual edificio volcánico de Copahue.

La Formación Hualcupén posee un espesor de 450 m y se describe como integrada por aglomerados volcánicos en su mitad inferior y por lavas de variada potencia en la superior, Pesce (1989) y Mazzoni *et al.* (1998) estiman que la parte inferior de la secuencia reúne caracteres en común con la Formación Trapa-Trapa,



descriptas por Niemeyer y Muñoz (1983). Se presenta en extensos afloramientos con mantos lávicos basálticos y andesíticos de colores pardo grisáceos; en la pared oriental de la caldera y en la sección del río Agrio desde la laguna del Agrio hasta la puerta de Trolope se observan los mejores perfiles con niveles heterogéneos de andesitas, basaltos, brechas, tobas, ignimbritas y otras variedades litológicas que incluyen en menor grado rocas ácidas.

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

Ambiente de formación

En la Formación Hualcupén puede distinguirse un ambiente volcánico con amplio desarrollo del magmatismo (con episodios alternados de hidromagmatismo) y una evolución petrológica que varía desde basaltos olivínicos, andesitas, a lavas y flujos piroclásticos traquíticos. Las coladas riolíticas ignimbríticas (Formación Riscos Bayos) indican el término de este intenso volcanismo Plioceno, junto con episodios de conos monogénicos basálticos. La bimodalidad de las erupciones indicaría un aporte episódico de magma basáltico intercalado con los magmas que evolucionaron hacia lavas más silíceas.

En el interior de la caldera, fue cubierta por flujos lávicos y centros de erupciones más modernas de menor magnitud de la Formación Las Mellizas.

Relaciones estratigráficas

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

Edad

De dataciones obtenidas por Linares *et al.* (1999) y Muñoz Bravo *et al.* (1989), la edad estimada de esta unidad es Plioceno superior - Pleistoceno inferior, determinado por el inicio del edificio del volcán Copahue.

Formación Las Mellizas

Basaltos, andesitas, ignimbritas

Antecedentes

Esta unidad fue definida por Pesce (1987) para las coladas vinculadas a las erupciones provenientes de un centro eruptivo ubicado próximo al cerro Las Máquinas (Mazzoni *et al.*, 1998). Linares y Ostera (1995) y Linares *et al.* (1999 y 2001) realizaron dataciones sobre rocas volcánicas y piroclásticas. Las Formaciones Hualcupén y Las Mellizas están diferenciadas litoestratigráficamente por un cambio en la posición del centro eruptivo que las originó, se presume que entre ambas unidades se desarrolló la subsidencia que originó un graben caldérico estructural ubicado en los alrededores de la laguna del Agrio o Caviahue.

Distribución

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

Litología

Formada principalmente por basaltos, andesitas e ignimbritas. La **Formación Las Mellizas** podría corresponder al inicio de los episodios volcánicos que construyeron el edificio del volcán Copahue. Algunos centros de emisión y sus coladas están presentes dentro de la depresión caldérica. *Ignimbritas*: Las rocas piroclásticas poseen distintas variedades de soldamiento, particularmente en su matriz, fiammes con distintos grados de aplastamiento y litoclastos de diversos tamaños, muchos de ellos mayores a 10 cm. Estas rocas podrían agruparse en términos de ignimbrita como

término general, *reognimbrita* a aquellos con fuerte foliación milimétrica y apretados replegamientos, y *vitrófiro*, como producto de la homogeneización de todos los componentes vítreos por compactación. Ignimbritas y reognimbritas halladas en las cercanías de Chanco-co son consideradas como pertenecientes a la Formación Las Mellizas (Mazzoni *et al.*, 1998).

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

Ambiente de formación

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

Relaciones estratigráficas

La Formación Las Mellizas cubre a la Formación Hualcupén (información de perforaciones realizadas por J.I.C.A., 1992). Las coladas y flujos piroclásticos de la Formación Copahue y la Formación Las Termas cubren en superposición de mantos a la Formación Las Mellizas. Si bien se han considerado dos unidades diferenciadas entre las Formaciones Las Mellizas y Hualcupén, las relaciones de contacto no afloran y la localización de los centros eruptivos originarios son dudosas.

Edad

Posteriormente a los últimos episodios volcánicos de la Formación Hualcupén se evidencia un proceso de subsidencia que conformó el graben caldérico y/o tectónico de Caviahue. La Formación Las Mellizas constituye los afloramientos volcánicos más antiguos ubicados al oeste de esta depresión que, incluyendo el volcán Copahue indican una edad aproximada de 2,68 +/- 0,07 Ma (Linares y Oстера, 1995 y Linares *et al.* 1999 y 2001). Por lo tanto se considera que esta depresión se desarrolló alrededor de este intervalo.

Formación Riscos Bayos

Ignimbritas y tobas soldadas

Antecedentes

Esta unidad fue definida por Pesce (1987) para los flujos ignimbríticos vinculados a las erupciones provenientes de un centro eruptivo situado en la actual caldera El Agrio, Linares y Oстера (1995) y Linares *et al.* (1999 y 2001) realizaron dataciones sobre rocas de esta unidad. Asimismo, se atribuyen a esta unidad los Depósitos de Flujo Piroclástico (DFP) y los niveles superiores de los Depósitos de Flujo Piroclástico de Lago Caviahue (DFPLC) definidos por Mazzoni *et al.* (1998). El perfil típico de esta unidad se encuentra en un paraje denominado Riscos Bayos.

El paraje denominado "Riscos Bayos" fue considerado como un Sitio de Interés Geológico para el Programa Nacional de Cartas Geológicas debido a la curiosidad de su morfología y el atractivo de su paisaje. ¹

Distribución

En la estancia Riscos Bayos se encuentra la localidad tipo de esta unidad (véanse Fotografías XVIII y XXVIII). Aflora en dos centros en la laguna Hualcupén, en la estación sismológica ubicada al sur de Caviahue, en distribución elongada hacia el este a ambos márgenes del arroyo Hualcupén, alcanzando su mayor desarrollo en la estancia Riscos Bayos desde donde disminuye gradualmente su espesor hacia el río Agrio. Al

¹ Este sitio posee gran similitud con las formaciones volcánicas de *Capadoccia* en Turquía, declarado Patrimonio de la Humanidad donde la configuración cónica de los afloramientos junto con las propiedades del material tobáceo fueron aprovechadas (desde el Siglo III a.C.) para construir (excavar) viviendas y refugios en la roca. Los Riscos Bayos junto con el área del volcán Copahue son considerados GeositiOS de la Argentina.

norte del río Hualcupén en el paraje Riscos Negros se desarrolla el nivel inferior de esta unidad.

Litología

Las ignimbritas poseen un contenido en SiO₂ de 74%, constituida principalmente por riolitas. La **Formación Riscos Bayos** está conformada por ignimbritas y tobas soldadas. Se utilizó el término ignimbrita aceptado por Martí y Araña (1978), para los flujos de coladas volcánicas en cuyo volumen predomina pómez.

Los afloramientos de *Riscos Bayos* se distinguen por su morfología en cordones de cerrillos de colores blanquecinos (*Riscos Bayos*) y colores pardo grisáceos (*Riscos Negros*), además estos cordones que no superan los 100 m, se encuentran alineados radialmente desde el centro volcánico de Copahue.

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

La sección inferior está formada por ignimbritas soldadas en distinto grado. Presentan escorias gris verdosas no deformadas con oquedades rellenas con palagonita, lo cual denota la existencia de procesos hidrotermales sobre los materiales primarios, (Mazzoni *et al.*, 1998; Heiken y Wohletz, 1992).

La sección superior está formada por ignimbritas soldadas en menor grado, de coloración gris blanquecino con matriz formada por pómez de composición riolítica, el contenido de SiO₂ varía entre 58 y 64% (Mazzoni *et al.*, 1998) y 74% (Rovere *et al.*, 2004a) este último obtenido en la estancia Riscos Bayos. La variación de los colores rojizos en las porciones basales y gris blanquecinos para las rocas de los niveles superiores son elementos diagnósticos.

Ambiente

Esta unidad se originó bajo diferentes características explosivas, incrementándose en los episodios que formaron los niveles superiores en condiciones de alta energía (VEI: Volcanic Explosive Index > 3, Newhall y Self, 1982) y depositación

rápida de pómez. Varias son las hipótesis sobre el origen del enfriamiento que diera lugar a la morfología de los depósitos. La más aceptada es la rápida depositación y enfriamiento de la base en cauces efímeros y la inmediata acumulación de pómez de muy baja densidad proveniente de flujos piroclásticos (oleadas) calientes con un rápido enfriamiento y reacción con agua.

Relaciones estratigráficas

El nivel superior de la Formación Riscos Bayos se dispone formando varios brazos elongados sobre depósitos lávicos de la Formación Hualcupén, a su vez apoya concordantemente sobre los niveles inferiores de colores rojizos al este del Cajón Chico. El contacto basal no está expuesto. Según los datos de perfiles realizados por J.I.C.A. (1992) esta unidad se encuentra cubriendo a la Formación Las Mellizas, si bien no se ha observado este contacto en superficie. Los depósitos escoriáceos de la Formación Pino Andino ubicada al sureste cubren un delgado manto (30 cm) de éste flujo ignimbrítico. Al oeste, en la Laguna Hualcupén se dispone en discordancia inferida sobre la Formación Trapa-Trapa.

Edad

Dataciones K-Ar realizadas por Linares y Ostera (1995) y Linares et al. (1999 y 2001) registran una edad de 2,05 +/- 0,05 Ma, por lo cual se la asigna al Plioceno superior.

Formación Copahue

Basaltos, andesitas, brechas basálticas, riolacitas

Antecedentes

Se ha considerado en este trabajo denominar Formación Copahue a gran parte de las rocas volcánicas que conforman el edificio volcánico del volcán Copahue, incluyendo la denominación previa de Pesce (1989). Se incorporan las coladas del Centro Efusivo Copahue y los Derrames de Fondo de Valle (Pesce, 1989) de los cuales se han obtenido dataciones coetáneas (Linares *et al.*, 2001). La geología de la región del volcán Copahue ha sido estudiada por Groeber (1921), Casertano (1964), Uliana *et*

al., (1975), Dellapé y Pando (1978), Pesce (1989), Linares y Ostera (1995) Niemeyer y Muñoz (1983) y Delpino y Bermúdez (1993 y 2002).

Distribución

Esta unidad se distribuye radialmente en las coladas superpuestas que se originaron en algunos de los cráteres alineados del volcán Copahue, éstas en su mayoría fueron afectadas por erosión glaciaria y constituyen la base y el cono del edificio volcánico (véase Fotografía XXVI en Anexo 3) incluido el Domo Ácido en el flanco sudoriental del volcán, su distribución areal está restringida al radio de influencia de las erupciones preglaciarias de Copahue. También se incluyen en esta unidad los Derrames de Fondo de Valle (Pesce 1989) distribuidos a lo largo del valle del río Trolope desde el paso Trapa - Trapa hasta el este de la Puerta de Trolope.

Litología

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

Basalto: ubicado al norte de la villa de Copahue. Roca compacta de estructura afanítica color gris mediano, al microscopio presenta textura porfírica en una matriz criptofelsítica, los feldespatos son principalmente plagioclasa de tipo labradorita cuyos bordes se encuentran corroídos, también se observaron fenocristales de olivina y clinopiroxeno de tipo augita. Los minerales opacos son principalmente de magnetita y se presenta una alteración general ferruginosa.

Andesita: En un perfil levantado en los saltos del Agrio se observaron capas sucesivas de coladas andesíticas y basálticas. La andesita se muestra como una roca compacta de estructura porfírica con escasos fenocristales de feldespato color blanco

lechoso en una matriz afanítica, color gris oscuro casi negro. Petrográficamente es una roca de textura porfírica inmersa en una matriz pilotáxica gruesa. Los fenocristales de plagioclasa son de andesina cálcica y también presenta aislados fenocristales de clinopiroxeno de composición augita. Los cristales de andesina se encuentran fracturados y corroídos por la pasta. Los cristales opacos son de gran tamaño y xenomorfos. En una riocacita porfírica situada en el Domo Ácido se observa alto grado de alteración en la roca y en los cristales de feldespato que se encuentran en la pasta y como fenocristales, estos últimos poseen bordes corroídos y con alteración argílica. También presenta micas de color pardo claro muy deformadas y abundantes cristales pequeños de anfíbol.

Ambiente de formación

El tipo de volcanismo que representan los depósitos basálticos y andesíticos indican efusiones de tipo hawaiano a stromboliano con bajos índices de explosividad evidenciado por los rasgos petrográficos y estructurales. Las brechas volcánicas están asociadas con ambiente hidromagmático y las riocacitas con domos ácidos y flujos ignimbríticos con altos índices de explosividad.

Relaciones estratigráficas

Forma gran parte del edificio del volcán Copahue. Cubre con derrames de coladas a la Formación Hualcupén en las laderas del volcán y en el cauce del río Agrio en el sector septentrional de la caldera de Caviahue. Es cubierta por coladas más modernas de la Formación Las Termas en las proximidades del cráter activo del volcán Copahue y en la cascada del Agrio.

Edad

Análisis de dataciones K-Ar realizados por Linares y Osters (1995) y Linares *et al.* (1999 y 2001) indican edades entre 1,63 +/- 0,05 y 0,76 +/- 0,07 Ma. (Pleistoceno inferior-Holoceno inferior). Para el Domo Ácido se encuentran comprendidas entre 1.10 +/- 0.09 y 0,9 +/- 0,07 Ma.

Formación Cerro Trolón

Riolitas, lavas silíceas y basálticas

Antecedentes

Pesce (1989) realizó estudios en la región de Copahue y detalladas descripciones litológicas de los cerros Bayo y Trolón. Linares y Ostera (1995) realizaron dataciones sobre rocas de esta unidad en el cerro Bayo, en el mapa preliminar de Andacollo, Rovere *et al.* (2000) denominaron a estas rocas Riolita Cerro Bayo. Rovere *et al.* (2004a) han denominado Formación Cerro Trolón a los cuerpos volcánicos y subvolcánicos ubicados en los cerros Bayo, Trolón chico, Trolón (Complejo Volcánico del cerro Trolón según González Díaz, 2007) a las coladas basálticas preglaciarias del campo oriental de la depresión de Loncopué y los aparatos volcánicos poligénicos (cerros Tapera y Guanaco; González Díaz 2007).

Distribución

Esta unidad aflora en las laderas sur de los cerros Bayo, Trolón y Trolón chico, y también se la puede distinguir desde la villa de Caviahue por su coloración blanquecina.

En este trabajo se incorpora a esta unidad las coladas basálticas preglaciarias del campo oriental de la depresión de Loncopué y a los aparatos volcánicos poligénicos (Tapera, Guanaco, González Díaz, 2007).

Litología

Compuesta principalmente por riolitas. La **Formación Cerro Trolón** constituye domos y coladas de coloración pardo gris claro de composición predominantemente riolítica a dacítica. La petrografía varía levemente a términos dacíticos. En rocas ubicadas en la región del cerro Bayo se han observado riolitas y dacitas de grano fino. Pequeños afloramientos al este del cerro Bayo presentan lavas y derrames lávicos castaño oscuro de composición andesítica y basáltica, se atribuyen con reserva a esta unidad. Según Pesce (1989) en esta región existe una variada litología tal como riolitas, basandesitas, ignimbritas, andesitas potásicas y rocas liparíticas, predominando los términos ácidos.

Ambiente de formación

El ambiente de formación de esta unidad fue netamente volcánico, de explosividad moderada a alta (VEI > 3), con desarrollo de flujos piroclásticos predominantemente ignimbríticos.

Relaciones estratigráficas

En sus relaciones estratigráficas se considera que el volcanismo intruyó depósitos volcánicos de la Formación Hualcupén en los cerros Trolope Grande, Trolón, Trolón Chico y Bayo; y niveles volcanoclásticos y andesíticos del Grupo Molle, en las proximidades del paraje Ñireco. De datos obtenidos por Linares y Oстера (1995) y Linares *et al.* (1999 y 2001), la edad de esta unidad en el cerro Trolón se estima en 0,66 +/- 0,07 Ma y en el cerro Bayo: 0,62 +/- 0,06Ma.

Formación Pino Andino

Basaltos, tobas

Antecedentes

Durante trabajos de desarrollo regional, Delpino y Deza (1995) integraron como Basaltos y Basandesitas del Tromenlitense (Holoceno) a los escoriales que cubren parte del paleocauce del río Agrio en el tramo N-S. Méndez *et al.*, (1995) denominaron a estos depósitos Vulcanitas postglaciales pertenecientes al Complejo Efusivo Diaguítico. En la primer edición (Edición Cartográfica Preliminar) de la Hoja Geológica Andacollo (Rovere *et al.*, 2000 y 2005) se denominó Colada Basalto Las Vertientes a los depósitos ubicados al sur de la Pampa de Ñorquín, bajo una relación de contacto infrayacente respecto de los depósitos volcánicos que la cubren al sur. En la segunda edición (Rovere *et al.*, 2004a) se la incorporó a la Colada Basalto Pino Andino. En este trabajo se le dió categoría de Formación; la Formación Pino Andino incluye además los aparatos volcánicos y coladas postglaciales del ciclo efusivo del cerro Collún, los volcanes y coladas postglaciales del Agrio y los cuerpos intrusivos del cerro Chaqui junto con sus facies tobáceas, definidas en el mapa geomorfológico de Copahue (González Díaz 2007).

Distribución

Se distribuye en una franja de unos 20 Km de ancho desde el codo del río Agrio, al sur de la Pampa de Ñorquín, hasta la Estancia Pino Andino al sur de la confluencia de los ríos Hualcupén y Agrio.

Litología

Basaltos y brechas forman escoriales con lavas tipo Aa. La **Formación Pino Andino** está constituida principalmente por basaltos olivínicos. Se presenta como lava en bloques, “*clinkers*” en lava tipo Aa, lava acrecionada, flujos de lava en bloque, también suelen hallarse hornitos, pequeños tubos de lava, etc. (véase Fotografía N° XVI y XXII en Anexo 3). La litología de estos escoriales es predominantemente basáltica y en forma subordinada basandesítica, las brechas poseen clastos andesíticos y basálticos, en los bloques se observa una textura porfírica con grandes fenocristales de plagioclasa y vesículas rellenas de vidrio oscuro. Los escoriales postglaciales que cubren parte del paleocauce del río Agrio en el tramo N-S se denominaron Colada Basalto Las Vertientes. Al sur de la Pampa de Ñorquín, se observa una relación de contacto infrayacente con la Formación Pino Andino. Litológicamente no se observan características mineralógicas ni texturales distinguibles entre sí.

Ambiente de formación

El ambiente volcánico refleja erupciones de tipo basálticas fluídas a levemente viscosas en superficie por enfriamiento, constituye erupciones de bajo índice de efusividad. Se depositaron en un paleocauce del actual río Agrio, modificando su curso. El tipo de erupción fue de bajo índice de explosividad (VEI ≥ 1) de tipo hawaiano o vulcaniano, sus lavas tipo Aa fluyeron generando bloques fragmentados (*clinkers*).

Relaciones estratigráficas

En el sector norte del río Agrio cubre en discordancia al Grupo Molle, y a la Formación Hualcupén, continuando su desarrollo aguas abajo, hacia el sur, en la cuenca

del río Agrio. Se observa en imágenes satelitales una superposición de coladas, pero no fue posible identificar sus contactos en el campo.

Edad

La edad estimada es Pleistoceno superior - Holoceno.

Formación Las Termas

Andesitas, basaltos, piroclastitas y cenizas

Antecedentes

La denominación "Formación Las Termas" ha sido modificada en este trabajo respecto de la unidad definida como Basalto Las Termas (Rovere *et al.*, 2004a y b). Esta recategorización estratigráfica se debe a su variedad litológica y amplitud temporal (comprende varios episodios eruptivos).

Fauqué (Inf. Inéd. INGEIS, 1994) obtuvo dataciones radimétricas C^{14} en depósitos morénicos y Linares *et al.* (2001) determinaron edades K-Ar en la zona del volcán Copahue. El desarrollo y la planificación del proyecto geotermal fueron realizados por J.I.C.A. (1992). Estudios sobre volcanismo cenozoico y evolución volcánica fueron descriptos por Niemeyer y Muñoz (1983), Rovere y Caselli (1992), Rovere (1998), Rovere *et al.* (2000), Polanco *et al.* (2000), Moreno *et al.* (2000). Newhall y Dzurisin (1988) incluyen a la caldera de Caviahue dentro de las grandes calderas del mundo. Se incorporaron a esta unidad las coladas básicas postglaciales del valles de Lomín (Chile), la colada básica interna postglaciaria del valle Trapa-Trapa y los volcanes y coladas básicas internas postglaciarias de los valles Buta Mallín y Feo (González Díaz, 2007).

Distribución

La sección inferior de esta unidad se desarrolla en la parte cuspidal del edificio del volcán, sus afloramientos se encuentran cubiertos por nieve y material piroclástico de emisiones recientes. Se observaron coladas postglaciales de origen presumiblemente fisural sobre el arroyo Trapa-Trapa en Chancho-co y coladas menores que migraron hacia las lagunas Las Mellizas. En Chile las coladas mejor expuestas se encuentran

próximas al río Lomín y al arroyo Travunco. Los depósitos de cenizas actuales (año 2000) alcanzaron la localidad de Loncopué en donde se observaron pequeñas lentes de acumulación eólica y se distribuyeron radialmente a más de 40 km de distancia. Estos depósitos no superan los 5 cm de espesor y su distribución es errática.

Litología

Andesitas, basaltos, rocas volcanoclásticas y cenizas son los constituyentes litológicos principales. La **Formación Las Termas** es la unidad que engloba las erupciones holocenas del volcán Copahue, incluyendo las recientes (año 2000). Litológicamente se observan basaltos, andesitas, tobas brechosas, brechas andesíticas y basálticas y cenizas. Las coladas son de color castaño gris claro a oscuro, estructura fluidal y vesicular. Son principalmente andesitas y basaltos y en sus términos distales presentan estructuras brechosas y escoriáceas. Es común la presencia de ejemplares con textura porfírica y abundante plagioclasa andesina, también los cristales de hipersteno y augita. En escasos ejemplares se observó olivina como fenocristales. Las andesitas presentan abundante augita y plagioclasa en matriz traquítica y criptofelsítica.

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

El *Volcán Cerrito Morado* (véanse Fotografías N° XIX y XXI, en Anexo 3) se corresponde con el desarrollo de la Formación Pino Andino. Este volcán de pequeñas dimensiones, es un cono de brechas de origen hidroclástico con alto contenido de vidrios volcánicos y minerales ferruginosos, desarrollado bajo el hielo.

Ambiente de formación

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

Relaciones Estratigráficas

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

Edad

Por las relaciones estratigráficas y datos de registros históricos, la edad de la Formación Las Termas corresponde al período Pleistoceno superior - Reciente.

2.II.5 COMPLEJO VOLCÁNICO LOS MICHES

Formación Reñileuvú

Andesitas, basaltos y brechas

Antecedentes

Se propone esta denominación para los mantos andesíticos que Groeber (1946) definió regionalmente como volcanitas del “Palaocolitense”. La integran flujos de coladas subhorizontales localizadas en los niveles superficiales de los perfiles disectados en ambos márgenes del río Reñileuvú. No se observan centros de emisión dentro del territorio argentino y la proveniencia es netamente occidental. Esta unidad puede correlacionarse lateralmente con la Formación Cola de Zorro definida por González y Vergara (1962) en Chile y posiblemente corresponda a un miembro de esta unidad. La Formación Cola de Zorro es de gran distribución en el sector andino chileno

e implica un complejo de unidades volcánicas sin centros de emisión precisos, por lo cual fue adoptada una denominación local para describir esta unidad. Méndez *et al.* (1995) en una descripción regional, caracteriza a las “Volcanitas Preglaciales” del Complejo Efusivo Diaguítico descriptas aquí como Formación Reñileuvú.

Distribución

Esta unidad cubre una superficie elongada de oeste a este a ambos márgenes del río Reñileuvú y se extiende hacia el norte por la Cordillera de Reñileuvú hasta el río Guañaco (véanse Fotografías II, X, XII y XXV en Anexo 3). Es evidente la proveniencia de centros eruptivos occidentales entrando en territorio chileno; debido principalmente a la disminución del espesor regional de las capas hacia el este.

Litología

Andesitas, basaltos y brechas volcánicas son los componentes litológicos principales de la Formación Reñileuvú. La **Formación Reñileuvú** se distingue en los afloramientos por sus mesetas estratificadas horizontales de color pardo oscuro a gris. Los centros de emisión en su mayoría provienen de centros monogénicos fisurales del sector chileno y las coladas poseen estructuras superficiales que evidencian que los flujos avanzaron hacia el este en capas que representan episodios eruptivos, cada capa no supera la decena de metros de espesor y disminuye progresivamente hacia el este. Esta constituida principalmente por lavas estratificadas de composición andesítica con escasos niveles de basaltos, lentes de tobas y brechas volcánicas.

Las andesitas presentan estructura porfírica y fenocristales de plagioclasa (andesina) de color blanco y mafitos verde oscuro en una matriz afanítica color gris mediano. Abundan los fenocristales de hipersteno, augita alterada a óxidos de hierro y olivinas euhedrales a subhedrales. Los componentes de la pasta están compuestos por microlitos de andesina, augita, opacos y titanita, se han observado fenocristales de hipersteno en algunos ejemplares de basaltos y en ninguno olivinas, los aglomerados son andesíticos y la pasta presenta fenocristales similares a las andesitas descriptas. El espesor de esta unidad es variable en relación a la distancia que guardan las secuencias con los paleocentros de emisión, su potencia varía de 100 a 1200 m, aumentando su espesor hacia el oeste.

Ambiente de formación

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

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

Relaciones estratigráficas

Cubre discordantemente a las Formaciones Lileo y Arroyo Palao, al Grupo Molle en un sector próximo al cerro Moncol, a las Formaciones Trapa-Trapa y Mitrauquén en el oeste de la región. Se interdigita lateralmente con la Formación Hualcupén al norte de Copahue, con la Formación Cerro Centinela al sur del río Guañaco y con la Formación Cola de Zorro en territorio chileno.

Cubre en discordancia angular a sedimentitas plegadas de las Formaciones Lileo y Arroyo Palao, y hacia el oeste, próximo al paso Pichachén cubre a volcanitas suavemente inclinadas de la Formación Trapa-Trapa.

Edad

En el área cordillerana centro y sur de la región no se han hallado los centros efusivos que identifiquen el origen de estas lavas. La edad estimada es Plioceno según comparaciones estratigráficas.

Formación Cerro Centinela

Andesitas, andesitas basálticas, tobas

Antecedentes

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

Debido a la gran magnitud de los afloramientos lávicos y piroclásticos presentes en el cerro Centinela, esta unidad recibió la denominación de Formación Cerro Centinela (Rovere *et al.*, 2004 a).

Distribución

Se distribuye elongadamente al sur de Las Ovejas, en los cerros Huaraco, Centinela, Buenos Aires, Pan de Azúcar, Los Cardos, al este y sur del cerro Guañaco, y al este del arroyo Ñireco. Forma coladas con extensas mesetas (véanse Fotografías I, III, IV, VIII y XXVI en Anexo 3) parcialmente cubiertas por volcanes monogénicos pleistocenos y disectadas por profundas quebradas tales como las de los ríos Nahueve, Lileo, Guañaco, y los arroyos Huaraco, Ñireco, etc.

Los conos monogénicos se observan principalmente al norte de Bella Vista y sus lavas se exponen al este del río Nahueve en proximidades del cerro Buta Pailán (véase Formación Bella Vista).

Litología

Andesitas, andesitas basálticas y tobas andesíticas caracterizan litológicamente esta unidad. La **Formación Cerro Centinela** corresponde a un centro volcánico de tipo central (ver mapa, 31 y 31 a) con efusiones principalmente andesíticas con centros monogénicos de composición andesítica y basáltica, con intercalaciones de tobas depositadas en pequeños cuerpos ácuos y depósitos de ceniza y lahares. Está compuesta principalmente por andesitas, andesitas basálticas y tobas, también se observan diques y flujos lávicos encauzados con estructura fluidal y disyunción

columnar en sus extremos. Las andesitas son rocas de color pardo grisáceo de textura porfírica con abundantes fenocristales de clinopiroxeno y plagioclasa (andesina-oligoclasa).

Ambiente de formación

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

Relaciones estratigráficas

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

Edad

Edades radimétricas K-Ar (Rovere, 1993a y b y Rovere *et al.*, 1993) ubican a esta unidad en el Plioceno superior, el mayor período de desarrollo de erupciones lávicas se estima en 2,8 – 2,9 Ma.

Formación Bella Vista

Basaltos, andesitas, brechas

Antecedentes

A partir de la identificación de centros volcánicos ubicados al este del cerro Centinela se analizaron las relaciones geoquímicas y geocronológicas (Rovere, 1993 a,b y c y Rovere *et al.*, 1993, 2000b y 2004a) con episodios eruptivos plio-pleistocenos de menores dimensiones, composición predominantemente basáltica y abundantes olivinas. Estos conos lávicos y piroclásticos fueron agrupados bajo la denominación de Formaciones Bella Vista y Guañaco (Rovere 1998 y Rovere *et al.*, 2004 a).

Distribución

Esta unidad conforma centros eruptivos distribuidos a ambos lados del río Nahueve, dos de ellos son observables desde la localidad de Bella Vista, lo cual dió origen a su denominación. Se distribuyen desde el extremo norte del “área clave” al oeste de la región de la cordillera del Viento (véase Fotografía I en Anexo 3) y en centros alineados hacia el este y sudeste alcanzando las márgenes del río Neuquén.

Litología

Basaltos, andesitas y brechas volcánicas provenientes de volcanes parásitos, monogénicos y fisurales caracterizan litológicamente a la Formación Bella Vista. La Formación **Bella Vista** está formado por centros monogénicos de composición andesítica y basáltica, con intercalaciones de tobas depositadas en pequeños cuerpos ácueos y depósitos de ceniza y lahares. Los conos volcánicos no superan los 80 metros y los cráteres están formados por brechas andesíticas y basálticas con abundante mena de hierro limonitizada de color rojo intenso. Las coladas basálticas son de textura porfírica y poseen abundante olivina y minerales opacos ferromagnesianos, las andesitas presentan abundantes fenocristales de clinopiroxeno en matriz pilotáxica.

Ambiente de formación

Los volcanes de la Formación Bella Vista son de tipo monogénico, parásito o fisural. El intenso magmatismo ocurrido durante el Plioceno superior; antes, durante y después del volcanismo que dió origen a la Formación Cerro Centinela originó volcanes parásitos, conos de cenizas y hornitos a partir de conductos laterales, apófisis y fisuras, ubicados al este de los cerros Centinela, Huaraco y Pan de Azúcar, principalmente. El carácter primitivo de los basaltos de 3 volcanes monogénicos ubicados al oeste del río Nahueve indica una fuente magmática independiente a la del volcanismo andesítico de la Formación Cerro Centinela. Este conjunto de pequeños volcanes y otros aislados más al sur de tipo “conos” (de escoria, de cenizas, etc.) son fisurales. El tipo de erupción varía en cada uno, en términos generales el carácter básico de sus lavas indica bajo grado de explosividad.

Relaciones estratigráficas

A lo largo del río Nahueve la relación de contacto con la Formación Cerro Centinela es intrusiva, de fractura y discordante. Al este, volcanes monogénicos intruyen y depositan sus lavas sobre el Grupo Molle.

Edad

Edades radimétricas K-Ar (Rovere, 1993b) ubican a esta unidad (véase Capítulo 6.II) en el Plioceno superior, indicando una edad máxima de 3,2 +/- 0,2 Ma y mínima de 2,6 +/- 0,1 Ma.

Formación Guañaco

Basaltos, basaltos olivínicos

Antecedentes

Zanettini *et al.* (1989) describieron unidades volcánicas pleistocenas en la región de Los Miches; posteriormente Rovere (1993a, b y c y 1998), a través de dataciones radimétricas sobre basaltos y andesitas diferenció estos centros volcánicos de las unidades más antiguas de la Formación Cerro Centinela. En este trabajo se realizaron estudios geoquímicos en un centro eruptivo de características basálticas denominado volcán Guañaco (Rovere *et al.*, 1993) cuyas coladas se extienden en forma semiradial hacia el río Nahueve. Debe agregarse que este cerro no corresponde al cerro Guañaco que aparece en el mapa topográfico del IGM, sino a un cerro ubicado al norte del paraje Guañaco.

La Colada Basalto El Catreo definida por Rovere *et al.* (2004) se incluye en este trabajo a la Formación Guañaco.

Distribución

Corresponde a todas las erupciones del volcán Guañaco localizado al sur del puesto de Hernández, sus coladas asoman entre los valles de los ríos Lileo y Guañaco, al sur de Los Miches (véanse Fotografías I y VI en Anexo 3). Además corresponden a

este sistema conos volcánicos y piroclásticos ubicados al noreste del río Nahueve próximos a Buta Pailán y en el paraje Agua de los Sapos al sur de Tierras Blancas.

Las coladas basálticas de El Catreo se sitúan al oeste del arroyo El Cholar y presenta afloramientos remanentes entrecortados a lo largo del río Neuquén desde su inflexión al sur de la cordillera del Viento hasta el arroyo Trebolar.

Litología

Las rocas de la Formación Guañaco son predominantemente basaltos (49,6 a 53,3 % de SiO₂) con olivinas. La **Formación Guañaco** está compuesta por rocas volcánicas provenientes del volcán Guañaco, ubicado al sur de la población de Los Miches. El volcán Guañaco es un centro poligénico cuyo edificio fue constituido por sucesivas coladas de composición basáltica. Presenta en su superficie coladas lobuladas con superficies escoriáceas y márgenes distales con disyunción columnar. Las rocas del volcán Guañaco son de color gris a pardo oscuro, las coladas son lobuladas y se pueden observar al menos tres pulsos discontinuos de enfriamiento. El cráter principal es una pequeña caldera con un diámetro aproximado de 180 metros y posee dos cráteres y un domo. Presenta una pared oriental compuesta por brechas basálticas en bloques fragmentados que se alzan unos 10 metros por encima de la base del cráter del sur. Estos cráteres actualmente secos, en años anteriores presentaban dos lagunas alimentadas por precipitaciones. Hacia el norte, numerosos conos de menores dimensiones de composición basáltica son correlacionables a esta unidad y se caracterizan por sus cuellos remanentes de colores rojizo intenso producto de la meteorización de rocas con abundante material férrico.

Presenta textura porfírica de color pardo grisáceo oscuro con fenocristales de feldespatos. Microscópicamente presenta fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino como fenocristales. La textura es intergranular y se observan microcristales de plagioclasa, apatito y opacos cúbicos en la matriz.

La mayor parte de las muestras del volcán Guañaco presentan fenocristales de olivino (fayalita>forsterita) con distinto grado de alteración, predomina el piroxeno de tipo hipersteno y en algunos ejemplares se observa en menor proporción cristales de augita. La textura es intergranular en la mayoría de las muestras observadas.

Las lavas y el centro eruptivo del cerro El Catreo está constituido predominantemente por lavas básicas, andesitas y basaltos. Presenta lentes de tobas

basáltico-andesíticas intercaladas entre las coladas que configuran un relieve mesetiforme. En sus afloramientos predomina la coloración pardo grisácea, con abundantes fenocristales de plagioclasa observados a simple vista. La superficie de las coladas es escoriácea y abundan los bloques fragmentados en los extremos distales.

Ambiente de Formación

Los volcanes Guañaco y del área de Buta Pailán son poligénicos y de dimensiones pequeñas (sus bases no superan los 5 km). Por otro lado, los volcanes del área de Agua de los Sapos son más pequeños aún, monogénicos o anidados y de composición predominantemente basáltica. El carácter basáltico permite inferir un bajo índice de explosividad (hawaiano o stromboliano) y la morfología superficial de los lóbulos de las coladas suponen flujos de baja viscosidad adquiriendo más densidad por enfriamiento en las zonas distales, según las estructuras de enfriamiento tipo Aa y los bloques aislados fragmentados. Las coladas del volcán Guañaco se depositaron con leve explosividad en forma semicircular a partir de una estructura de rumbo aproximado N-S y en su conjunto presentan una pendiente pronunciada hacia el valle del río Neuquén situado al este.

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

Relaciones estratigráficas

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

Las coladas de El Catreo se apoyan discordantemente sobre capas tithonianas y kimmeridgianas de la Formación Tordillo y Vaca Muerta.

Edad

Dataciones K-Ar de 5 muestras analizadas (Rovere *et al.*, 1993) de lavas y pared del cráter del volcán Guañaco arrojan edades desde 1,1 +/- 0,1 a 1.4 +/- 0,1 Ma (Pleistoceno medio a superior).

Groeber (1946) compara estas volcanitas con el cerro Yefüve Mahuida y lo considera "postglacial más antiguo" (Holoceno), Rovere *et al.* (2004) han observado una gran similitud con los afloramientos del volcán Guañaco ubicado a pocos kilómetros al oeste del arroyo El Catreo. Como se mencionó anteriormente, las dataciones de las coladas del volcán Guañaco arrojan edades de 1,1 a 1,4 Ma (Rovere 1993 a, b, c y 1998). El Basalto Arroyo El Catreo (Rovere *et al.*, 2004) se correlaciona con la Formación Guañaco.

Depósitos de ceniza

Lapilli, ceniza

Existen numerosos registros de cenizas cuyo origen (centro eruptivo) no ha sido precisado aún, estudios más detallados de estos depósitos son necesarios para realizar un análisis tefroestratigráfico. No obstante, algunos volcanes próximos que han hecho erupción recientemente o durante el Holoceno tardío han originado depósitos de ceniza en los flancos de sotavento y en cuerpos de agua o mallines o humedales. Estos son los depósitos de cenizas ideales para estudios paleoambientales y para detectar niveles de tefras ya que la humedad preserva y aglutina las partículas, además de mantener en forma relativamente inalteradas (Killian *et al.*, 2003) la composición de las trizas. El volcán más próximo a la región norte es el volcán Antuco, cuyas últimas erupciones formaron un cono (Lopez Escobar 1981; Varela *et al.*, 1988; Thiele *et al.*, 1998) dentro de la caldera del volcán primigenio ("cono *en cono*"). Importantes depósitos de ceniza y lapilli acrecional pueden observarse en las laderas occidentales de los cordones de Donaire, de La Escondida y en el amplio valle glaciario de Buta Mallín.

La composición de los **Depósitos de Ceniza** varía desde basaltos con altos porcentajes de olivinas y piroxenos en los niveles superiores a material vítreo riódacítico con alto porcentaje de sílice y plagioclasa ácida. El tamaño de los eyectos oscila entre 0,50 y 18 mm. Con hábito esferoidal, el contacto entre trizas es débil originando la desintegración principalmente en las acumulaciones inferiores. El material piroclástico posee colores vinculados a la combinación de los componentes

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

Los vidrios de origen volcánico (Tucker 2001; Fisher y Schiminke 1984) se pueden clasificar en:

Las *zeolitas* comunes formadas por alteración de vidrios volcánicos son: filipsita (K), natrolita (Na), heulandita (Ca), laumontita (Ca), normalmente se presentan criptocristalinas y a veces fibrosas. Las zeolitas con frecuencia se forman de cenizas volcánicas caídas en lagos alcalinos (incluso pueden formarse en ausencia de cenizas, dependiendo de la química del lago). Las zeolitas no se conservan en rocas paleozoicas, pasan a feldespatos.

La *sideromelana* (vidrio basáltico marrón claro) y la *taquilita* (basalto criptocristalino) pasan a *palagonita* (mineraloide amorfo amarillo a naranja: intercrecimiento de montmorillonita y fillipsita) producto de alteración de las cortezas de las lavas almohadilladas y de muchos granos de hialoclastitas (tobas de palagonita). El proceso de palagonitización es una hidratación e hidrólisis del vidrio con oxidación del Fe, pérdida de Si, Na, Mg principalmente, e incremento de K, Fe, Mg entre otros, según la temperatura.

CAPÍTULO 3

3.I. MARCO TECTÓNICO

La región comprendida en este estudio forma parte de la Cordillera Neuquina que entre los 37° S y 38° S comprende tres unidades morfológicas bien diferenciadas (Caminos *et al.*, 1979). 1) La línea de máximas cumbres, representada en este sector por los volcanes cuaternarios correspondientes al frente volcánico actual y las secuencias continentales y volcánicas plegadas del Terciario. 2) Las depresiones intermontanas, principalmente las correspondientes a los bajos de Andacollo y de Loncopué y 3) Los cordones pre-cordilleranos, correspondientes al sector interno de la Faja Plegada y Corrida del Agrio, entre los cuales la cordillera del Viento es el elemento más destacado. El sector comprendido en el presente estudio se localiza abarcando parte de estas tres unidades.

Para facilitar descripción de las características tectónicas de esta región, se la subdividirá en el presente Capítulo en Pre-Cenozoico, Paleógeno y Neógeno. Finalmente, se realiza una descripción de los principales fallamientos lineamientos definidos en el presente trabajo.

3.I. 1 PRE-CENOZOICO

La historia tectónica de la región comienza con procesos de convergencia de placas ocurridos desde fines del Devónico hasta el Jurásico temprano. De esta manera, durante el Permo-Triásico se desarrolla el proceso magmático del Grupo Choiyoi, aflorantes en la ladera occidental de la cordillera del Viento. La Formación Arroyo del Torreón está expuesta al este del corrimiento del cerro La Premio y subyace en suave discordancia angular a las sedimentitas de la Formación Huaraco. Méndez *et al.* (1995) refieren a esta discordancia a la fase Malimánica o a la Chánica vinculándola al magmatismo Neofamatínico.

Las rocas volcánicas del extremo sur de la cordillera del Viento son contemporáneas con la etapa triásica de los complejos de acreción-subducción de la Cordillera de la Costa de Chile al sur de los 38° S, los cuales evolucionaron desde el Devónico Tardío hasta el Triásico Tardío a Jurásico Temprano (Hervé *et al.*, 1981). Alrededor de los 220 Ma, parte del proto margen Pacífico de Gondwana sufrió un fuerte proceso de extensión continental que da lugar a la Cuenca Neuquina (Kay *et al.*, 1991;

Vergani *et al.*, 1995; Franzese y Spaletti, 2001; Comínguez y Franzese, 2004). Esta evoluciona durante todo el Mesozoico como una cuenca extensional marginal activa ensiálica asociada por el oeste con un arco volcánico jurásico paralelo al borde de convergencia actual de la placa de Nazca. Tanto la información estratigráfica como la estructural muestran que el volcanismo jurásico fue precedido y acompañado por deformaciones de tipo extensional que produjo numerosas fases tectónicas marginadas por fallas de orientación norte a noroeste (Cobbold *et al.*, 2007). La mayoría de estas depresiones estructurales son hemigrábenes limitados por fallas normales de ángulo relativamente alto, que en ocasiones presentan un perfil lístrico en profundidad y las localizadas en sus flancos orientales (noreste) muestran por lo general el desplazamiento mayor. La migración del arco volcánico durante el Jurásico hacia el oeste implica que la subducción no se habría interrumpido entre el ciclo Gondwánico (Neopaleozoico) y el Ándico (Meso-Cenozoico), con excepción del lapso Pérmico a Triásico Temprano en el que habría cesado (Kay *et al.*, 1989 y 2004; Llambías 1986 y 1999; Llambías *et al.*, 1984; Kay *et al.*, 2004).

La mayoría de las fallas normales separan secciones volcanoclásticas de gran espesor, ubicadas en el labio inferior, de acumulaciones correlativas mucho más delgadas en el labio superior (**Figura 3.1.a**). Las perforaciones realizadas en el labio inferior han registrado secciones volcanoclásticas meso a suprajurásicas con espesores de hasta 2000 m, mientras que el intervalo equivalente en el labio superior en ocasiones sólo está representado por una sección de 20 m (Natland *et al.*, 1974; Uliana *et al.*, 1985). El resalto de la mayoría de estas fallas disminuye hacia arriba y no afecta mayormente la discontinuidad que marca el tope del complejo volcánico, pero en algunos casos se observan desplazamientos menores en términos más jóvenes de la columna (**Fig. 3.1.b**). En ciertas localidades las rocas volcánicas mesojurásicas están confinadas al labio bajo de la falla, y el bloque sobre elevado adyacente se encuentra expuesto (**Fig. 3.1.c**). Finalmente, en algunas regiones las rocas volcánicas mesojurásicas cubren fallas que no muestran variación significativa de espesor entre el labio bajo y el labio alto (**Fig. 3.1.d**).

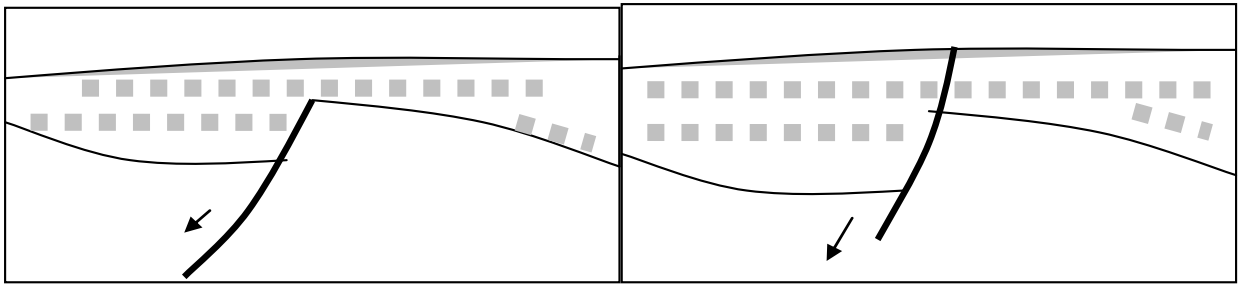


Figura 3.1.a

Figura 3.1.b

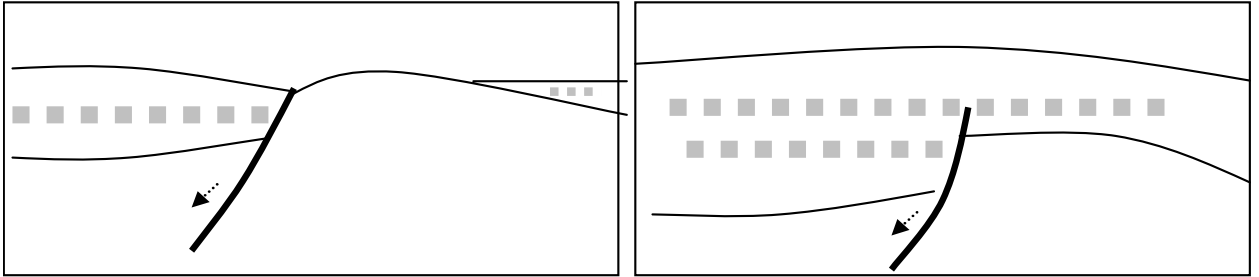


Figura 3.1.c

Figura 3.1.d

Figura 3.1. a, b, c y d. Representación esquemática de las relaciones entre las fallas normales y las rocas volcánicas y volcanoclásticas. El control de subsuelo demuestra que el grueso de la acumulación de material volcánico y el fallamiento fueron activos y se desvanecieron simultáneamente en la mayor parte de la región. Rocas volcánicas y volcanoclásticas del Jurásico medio.

Estas relaciones muestran que la extensión comenzó a producirse mucho antes de la culminación del proceso de extrusión volcánica en el Jurásico medio, persistió en forma coetánea con el clímax del volcanismo y finalmente dejó de tener efecto paralelamente con la finalización de la actividad eruptiva, o muy poco después de que esta hubiese terminado.

3.1.2 PALEÓGENO

La deformación compresiva paleógena, define dos frentes orogénicos bien discernibles por su localización relativa. El más proximal correspondiente a la inversión de las estructuras paleógenas extensivas más orientales y coincide con el quiebre topográfico de la actual Cordillera principal (Jordan *et al.*, 2001), mientras que el más distal está fuera de la región hacia el este y limita la Faja Plegada y Corrida del Agrio externa (Ramos y Barbieri, 1989). Entre los dos frentes se transporta pasivamente una Faja Plegada y Corrida correspondiente a la parte interna de la faja del Agrio y generada en el Mesozoico con mínimas reactivaciones paleógenas (Ramos, 1998). El diseño de la

parte interna de la Faja del Agrio se evidencia a partir del mapeo de la cobertura mesozoica y su deformación (Dellapé *et al.*, 1978 y 1979; Ramos, 1978; Rovere *et al.*, 2004a). En la misma se detectan pliegues amplios con limbos rectos que siguen lineamientos kilométricos asociados a escalones basamentales sobre los cuales el relleno sedimentario se acomodó transpresivamente durante la inversión. En la parte más occidental de la zona de afloramientos mesozoicos, limitada por el lineamiento de Loncopué, la estructura tiene localmente una vergencia occidental correspondiente a la inversión de una falla de importancia regional que inclina hacia el este y coincide con dicho lineamiento (Mingramm, 1948).

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

Las cuencas agrupadas en la nomenclatura chilena bajo la denominación de Formación Cura Mallín han sido interpretadas como de origen transtensional por Dalla Salda y Francese (1987). En territorio argentino, la Formación Arroyo Palao (Leanza *et al.*, 2002) alcanza el Mioceno superior y ambas contienen depósitos lacustres intercalados con material volcanoclástico y facies fluviales conglomerádicas. La presencia de horizontes con pliegues sinsedimentarios y depósitos de flujos de detritos intercalados en la asociación lacustre, es consistente con un lago de márgenes abruptos controlados por fallas y volcanismo, y localmente bordeado por abanicos deltaicos. Los niveles tobáceos evidencian una importante actividad volcánica coetánea con la sedimentación. En cuanto a su límite superior, las sedimentitas aquí asimiladas a la Formación Lileo (Leanza *et al.*, 2002), son cubiertas en discordancia por la Formación Arroyo Palao en el curso medio del arroyo Palao y por niveles lávicos y volcanoclásticos de la Formación Cerro Centinela (Rovere *et al.*, 2004a). Durante el Oligoceno superior al Mioceno inferior (Burns *et al.*, 2006), luego de un hiato de 10 a 15 millones de años sin arco volcánico activo en la zona (Rovere 1998), se alojaron los productos de un arco volcánico cuyas raíces están dispersas en las dos vertientes de la cordillera Principal y acumularon alrededor de 3000 a 4000 m (Vergara *et al.*, 1997) de sedimentos continentales volcanoclásticos.

Contrariamente al concepto de extensión, Cobbold *et al.*, (2006) reconocen estratos de crecimiento con pliegues sinsedimentarios en las cuenca intermontana de Loncopue que indican un acortamiento horizontal sublatitudinal (**Figura 3.2**). Estos estratos que pertenecen a la Formación Lileo fueron detalladamente descritos y datados desde el Oligoceno tardío al Mioceno temprano (Leanza *et al.*, 2002; Burns *et al.*, 2006; Cobbold *et al.*, 2006; 2007).



Figura 3.2. Estratos de crecimiento del Rio Lileo (tomado de Cobbold *et al.*, 2006).

Por su parte, en la Cuenca Catan Lil, estratos de crecimiento compresionales de la Formación Chimehuín están datados como del Mioceno inferior (Leanza *et al.*, 2003). La deformación involucró rocas mesozoicas y probablemente el basamento.

En ninguna de las dos cuencas, Cobbold *et al.* (2006) han encontrado evidencias para una fase de extensión de “piel gruesa” Oligoceno tardío al Mioceno temprano, como argumentan Jordan *et al.* (2001) y Burns *et al.* (2006). Lamentablemente, la información de subsuelo disponible en la región que podría ser de ayuda para identificar otras evidencias no resulta muy esclarecedora para definir el estilo de deformación. Al respecto, las escasas líneas sísmicas adquiridas son de muy mala calidad, al punto que permiten interpretaciones ambiguas (**Figura 3.3**).

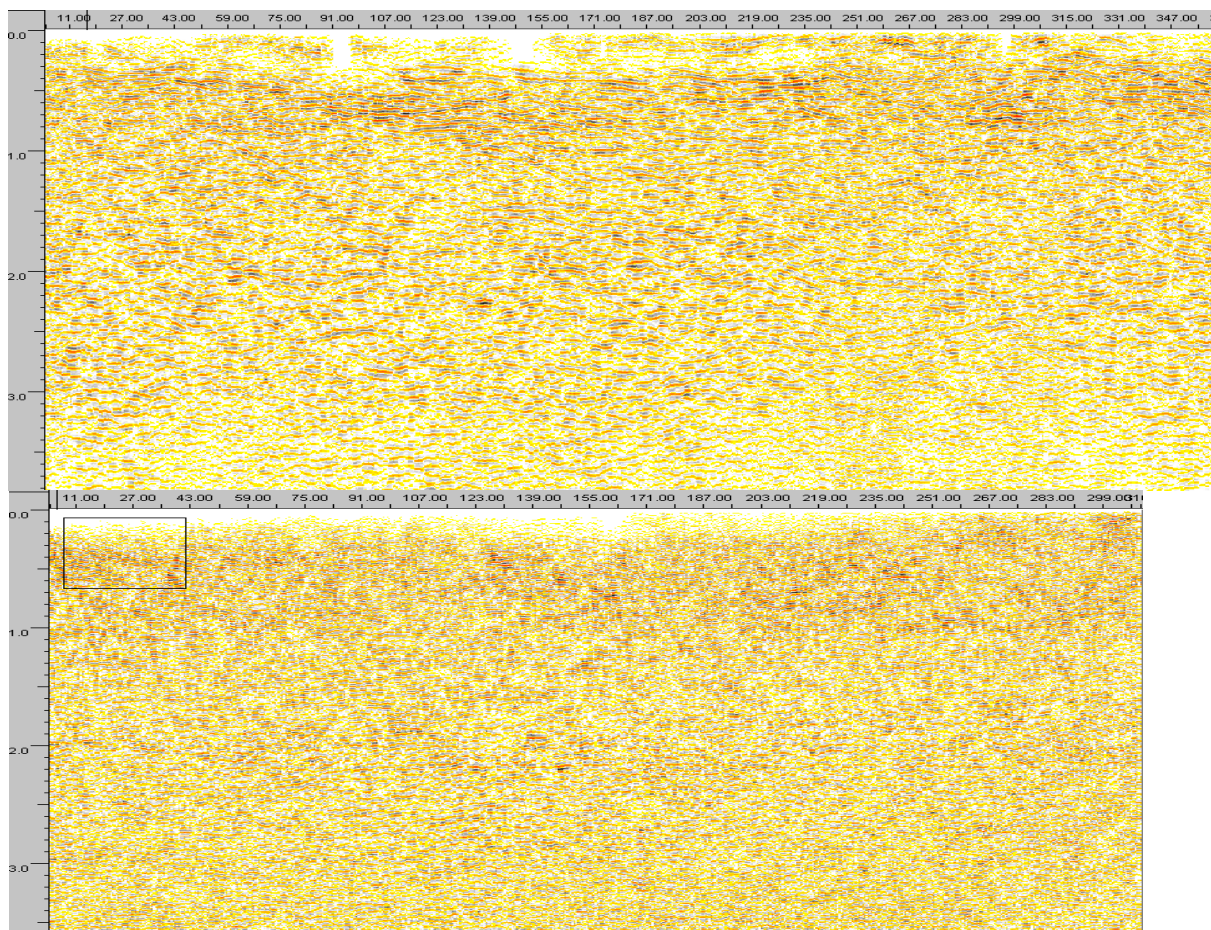


Figura 3.3. Líneas sísmicas sublatitudinales localizadas al Oeste de Andacollo y adquiridas por YPF donde se aprecia la baja calidad de las mismas.

3.1.3 NEÓGENO

Actualmente, la región de estudio está limitada por la proyección de dos zonas de fallas transformantes (Mocha ZFM y Valdivia ZFV) que afectan la placa oceánica de Nazca. Estas fracturas convergen en un vértice ubicado en el océano Pacífico, aproximadamente a 500 km al oeste de la fosa de Chile (**Figura 3.4**). La complejidad tectónica y volcánica de esta región se incrementa con la presencia de fallamientos oblicuos que se evidencian a través de lineamientos y volcanes alineados.

Durante el Neógeno tardío, la reactivación tectónica de fallas de basamento definieron un frente orogénico en el quiebre topográfico de la Cordillera a la altura de Andacollo, que resulta más proximal que el frente orogénico Mioceno, localizado en la Sierra de Huantraico (Ramos y Barbieri, 1989).

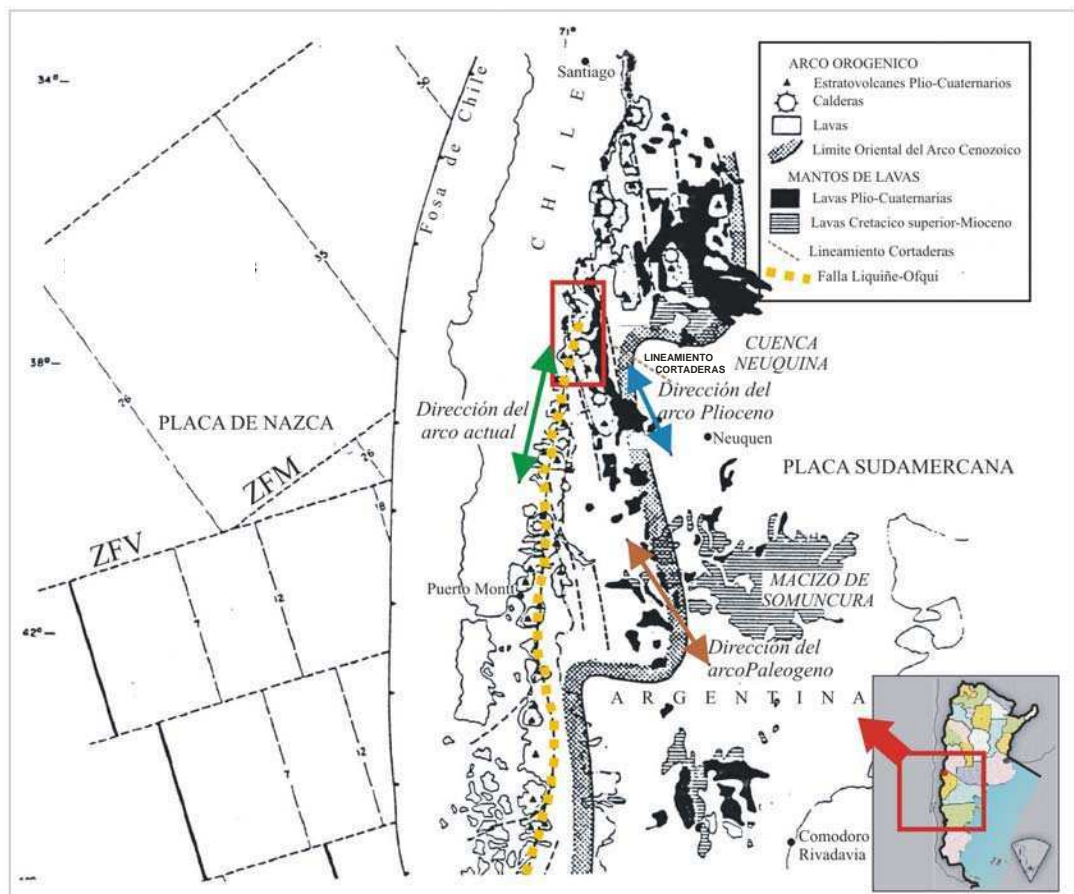


Figura 3.4: Mapa de los Andes del sur y el norte de la Patagonia adaptado de Kay (2002) Las flechas indican la dirección de los arcos en distintos periodos.

El volcanismo neógeno ha cubierto grandes extensiones y por lo tanto enmascaró y fosilizó la exposición de la estructura paleógena y mesozoica la que se vuelve fragmentaria. Sin embargo, es posible apreciar con claridad el estilo de la deformación cuaternaria, gracias a los grandes volúmenes de materiales erupcionados durante este período y la deformación particular del arco volcánico.

3.II CARACTERIZACIÓN ESTRUCTURAL DEL AREA CLAVE

Los períodos de construcción de relieve a partir de la inversión tectónica de depocentros extensionales corresponden al Jurásico superior (Caloviano al Oxfordiano-Kimmeridgiano (Vergani *et al.*, 1995), al Cretácico superior (Ramos, 1978; Cobbold y Rossello, 2003), al Eoceno superior (Manceda y Figueroa, 1993; Cobbold y Rossello,

2003) y al Mioceno superior (Niemeyer y Muñoz, 1983; Ramos 1998; Jordan *et al.*, 2001; Cobbold y Rossello, 2003).

Sobre la base de las observaciones realizadas, se evidencia el levantamiento de edad mesozoica del sector interno de la cuenca, sin embargo inmediatamente hacia el este aparecen cuencas paleógenas menores sinorogénicas (Leanza *et al.*, 2002; Rovere *et al.*, 2004a).

El esquema tectónico en el “área clave” corresponde al de un borde de convergencia activo donde subducta la corteza oceánica con un ángulo de 78° con respecto al borde continental. El segmento de la Cordillera de los Andes comprendido entre los 37° S y los 46° S absorbe la componente paralela al borde de la zona del arco volcánico que desacopla un bloque litosférico desplazado hacia el norte. De esta manera, se producen sistemas transcurrentes en la zona del arco (Cembrano *et al.*, 1996). Esto no parece ser la situación que caracterizó a todo el período andino en este segmento ya que durante el Paleógeno existieron períodos de hiato volcánico o de escasa actividad volcánica de alrededor de 15 millones de años (Rovere, 1998), que se correlacionan con un período de baja convergencia de la placa de Nazca (Pardo Casas y Molnar, 1987; Somoza 1998). Este acontecimiento correspondería a un momento en el cual el límite de la placa de Nazca y la Sudamericana fue transformal y luego del cual el arco volcánico migró hacia la trinchera oceánica disminuyendo el acoplamiento entre la placa de Farellones y la Sudamericana (Ramos 1998).

Por otro lado, la historia de las interacciones entre las placas de Nazca, Farallón y Sudamericana es una llave para interrelacionar las características geométricas de la placa que subduce, las tasas y direcciones de convergencia y la edad de la corteza oceánica subducida, los cuales afectan los regímenes térmicos. Según Cande *et al.* (1988), no existe información precisa para una reconstrucción sino que los datos sobre índices de convergencia y direcciones son solo aproximados, sin embargo, Kay (2002) y Kay *et al.* (2006a y b) muestran los movimientos de placas relativos a *hot spots* y los parámetros de convergencia entre las placas.

Los períodos de magmatismo relacionados con compresión (arco y trasarco) e intraplaca relacionada a extensión, son inferidos a partir de la historia ígnea de la cuenca neuquina entre los 35° y 38° S. Se advierte que en los períodos de compresión y volcanismo calcoalcalino del Eoceno medio y Mioceno medio continúan picos de índices de convergencia perpendicular y acompañan índices crecientes de convergencia paralela. Estos finalizan cuando los índices de convergencia paralela alcanzan altos

valores. En contraste, el volcanismo de intraplaca relacionado con extensión acompaña índices de convergencia perpendicular creciente y paralela decreciente.

3.II.1 FALLAS Y LINEAMIENTOS

En la región existen lineamientos extensos de orientación norte-sur y nor-noreste, interpretados como correspondientes a grandes fallamientos y que por su proximidad tendrían influencia en la evolución tectonomagmática de la zona de estudio. Se considera al término “lineamiento” como la secuencia de rasgos morfológicos elongados sobresalientes expresados por volcanes, escarpas estructurales, cauces fluviales, etc. que resultan indicativos de una orientación de migración o deformación tectónica.

Entre estos lineamientos se destacan dos grandes sistemas de primera magnitud que se reconocen en imágenes satelitales y que controlan parte importante de la morfología de esta región: i) el Sistema de Fallas Liquiñe Ofqui, de orientación nor-noreste (Hervé, 1976; Hervé, 1984; Hervé y Thiele, 1987) y ii) el sistema de falla Bío Bío – Aluminé de orientación aproximada norte-sur a nor-noroeste (Muñoz y Stern, 1988), junto con el subsistema de falla Loncopué-Nahueve, de orientación aproximada norte sur a nor-noroeste.

El lineamiento Liquiñe Ofqui (SFLO) representa un fallamiento activo de más de 1000 km de longitud hasta más al sur de los 45° S que constituye el cateto opuesto al vértice de convergencia de las zonas de Fractura de Mocha y Valdivia (ZFM. y ZFV en la Figura 3.4). El 22 de mayo de 1960, el SFLO generó el mayor sismo registrado en la historia ya que la ruptura que produjo tuvo 1000 km de largo y el desplazamiento sobre el plano de falla superó los 20 metros. La destrucción se extendió en la zona comprendida entre Concepción (36° 45' S) y Aysen (45° S), y el tsunami generado afectó todas las costas del océano Pacífico arribando en 24 horas a las de Japón. Los informes históricos tomados de periódicos locales indican que *“La costa chilena sufrió levantamientos y hundimientos permanentes de varios metros. Volcanes andinos fueron perturbados y desencadenaron erupciones. La magnitud máxima registrada fue de 9,5 en la escala de Richter. El fuerte movimiento abarcó 13 provincias desde Talca hasta Chiloé, incluyéndose 11 Provincias afectadas por el terremoto del día anterior. La intensidad máxima alcanzada fue de XI en la escala de Mercali modificada en la Zona*

de Valdivia, pero revisando los desastres provocados en algunas zonas, bien se pudo haber asignado una intensidad de XIP”.

La ubicación precisa de la traza del Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui (Hervé *et al.*, 1981) tiene tres interpretaciones posibles: **1)** que pase por los volcanes Llaima y Lonquimay y el valle del río Lolco en Chile, **2)** que este pase por la Laguna Verde, ubicada inmediatamente al este del volcán Llaima, por la sierra Nevada y el valle del río Lolco y **3)** que comprenda una zona más amplia que incluya a las anteriores.

En este trabajo, se interpreta al SFLO como una amplia zona de falla de intraarco asociada con el emplazamiento del Conjunto de Volcanes de la Cordillera Principal, caracterizada por lineamientos morfoestructurales locales y centros volcánicos alineados. Además, se ramifica hacia el norte en posiciones variables, dependiendo entre otros posibles factores de la velocidad de convergencia.

El colapso de megacalderas como la del Agrio podría estar asociada a eventos de deformación frágil para la parte norte en un régimen tectónico transtensivo durante el Plio-Pleistoceno. En este sentido, la asociación de lineamientos con fallas circunferenciales y protocalderas (Chadwick y Dietrich, 1995; Saunders, 2005) son indicadores de una deformación asociada con esta falla.

El sistema de falla Bío Bío-Aluminé de orientación aproximada norte-sur a nor-noreste (Muñoz y Stern, 1988) forma parte (junto con el lineamiento Liquiñe Ofqui) de un sistema estructural de más amplia distribución, que se extiende hacia el norte y este en territorio chileno y argentino.

La Zona de Fractura de Mocha es una franja de la litósfera oceánica que converge en dos subsegmentos corticales de diferentes edades, y más al sur, la Zona de Fractura Valdivia converge en un ángulo mayor y más sublatitudinal (Figura 3.4). La proyección de estas dos zonas de fractura en la Placa Sudamericana determina un área triangular con desplazamiento diferencial que comprende la región de Payenia, en el extremo norte, y las mesetas norpatagónicas, al sur. Los eventos de intraplaca desarrollados en Somuncurá y el Valle Central (Kay *et al.*, 1991) ocurren a bajos índices de convergencia paralelos y perpendiculares. Condiciones similares acompañan la gran intraplaca de retroarco como los campos basálticos de Auca Mahuida y Payenia (Kay *et al.*, 1991 y 2005).

Si bien el Lineamiento Cortaderas (LC) no está ubicado en la región de este trabajo, su análisis puede contribuir a un mejor entendimiento de la tectónica que involucra esta investigación. El Lineamiento Cortaderas atraviesa desde el sur del

volcán Auca Mahuida a través del flujo basáltico Parva Negra dentro de la divisoria entre la Sierra de Huantraico y el Cerro Las Cabras y luego hacia el noroeste a lo largo de la ladera sur del macizo del Tromen. Este lineamiento marca el límite sur del voluminoso volcanismo terciario, una transición entre corrimientos de piel gruesa y piel fina (Cristallini y Ramos, 2000). El lineamiento está cerca del límite sur de los principales sistemas de *rift* triásicos, atravesando el sur de Sudamérica (Kay *et al.*, 2004; Kay *et al.*, 2005; Kay y Ramos, 2006). El estilo estructural de piel gruesa y el volcanismo extensivo al norte del lineamiento se correlaciona con la inversión de fallas normales triásicas que proveen conductos preparados para los magmas para alcanzar la superficie (Kay, 2002).

El Lineamiento Cortaderas (LC) presenta una relación directa con la zona de subducción somera (*flat-slab*) ya que corresponde con su borde sur y coincide con el límite austral de los campos volcánicos neógenos de retroarco. Evidencias geoquímicas de un cambio importante en el manto así como en la corteza cerca del LC, provienen de lavas máficas de retroarco de diferentes edades que poseen señales de isótopos menos enriquecidos próximos al lineamiento. Estas diferencias pueden observarse (Kay *et al.*, 2006a y b) comparándose los radios isotópicos de $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ de: a) Muestras del Mioceno temprano del sur de Huantraico con las de La Matancilla/Chachahuén/norte de Huantraico y b) muestras post miocenas de Parva Negra con aquellas de Tromen, Chachahuén, Colorado (en la región de La Matancilla), y los grupos Auca Mahuida. En ambos casos, las muestras con radios isotópicos más enriquecidos provenían del norte del LC, asociados probablemente con una litosfera más vieja que la del sur (Kay, 2002; Kay y Copeland, 2006).

CAPÍTULO 4

4 UNIDADES MAGMÁTICAS

Introducción

En esta sección se exponen las unidades de origen magmático desarrolladas en el "área clave". Las unidades volcánicas son descritas a partir de las erupciones más antiguas. Esta diagramación descriptiva se basa en que el magmatismo y los procesos tectónicos y estructurales asociados, "culminan" en la región del volcán Copahue, lo cual implica que presenta actividad volcánica reciente. El volcanismo de la región de Copahue se tratará como una sección independiente, ya que fue posible presenciar su actividad durante los episodios ocurridos en los últimos años y su estudio está más enfocado a la volcanología actual que a la evolución volcano-tectónica. Los fenómenos asociados con la eruptividad, el riesgo y la peligrosidad del volcán Copahue se tratarán en el Anexo 4. El volcanismo de la región del cerro Centinela (Plioceno) asociado al volcanismo monogénico de Bella Vista y del volcán Guañaco (Pleistoceno), indican variaciones en el comportamiento tectónico reflejado en la composición geoquímica, la evolución magmática y el diseño de los centros volcánicos individualmente y en la relación de la distribución espacial entre ellos. Estos centros constituyen el centro de estudio del "área clave".

4.1. VOLCANISMO MESOZOICO

Las relaciones cronológicas muestran que en la región se registró un volcanismo sintectónico, en el transcurso del Triásico tardío – Jurásico temprano. Las rocas volcánicas mesojurásicas representan la culminación de dicho evento.

Los datos geoquímicos para las vulcanitas mesojurásicas son compatibles con una génesis relacionada a fusión de material cortical. Ciertas diferencias en la composición geoquímica en regiones del retroarco, son atribuidas a variaciones en la composición de la corteza (Uliana *et al.*, 1985). Dado que el número de datos es limitado, debido a los escasos afloramientos, se requieren estudios geoquímicos e isotópicos de mayor detalle para realizar un análisis de la evolución magmatotectónica.

Aunque durante la mayor parte del Jurásico se reconoce la persistencia de un arco marginal activo en el borde de la porción Sudamericana de Gondwana, la geoquímica y

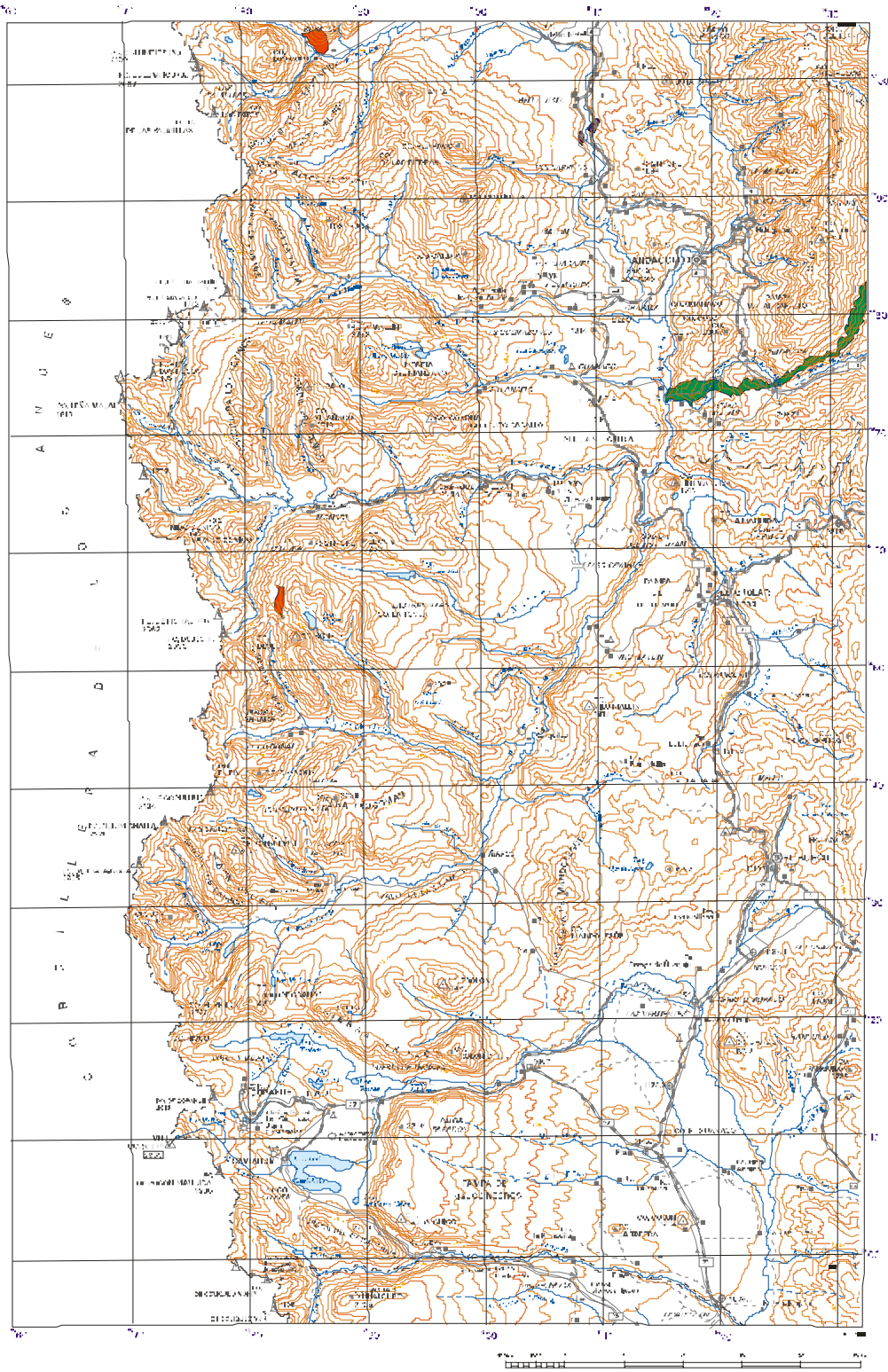
distribución de las vulcanitas mesojurásicas sugiere que gran parte de las rocas no estuvo directamente ligada a procesos ígneos asociados a ese arco. Uliana *et al.* (1985) sugieren su relación a fenómenos asociados a la fase de transición entre un arreglo de subducción con losa poco inclinada y una configuración con losa altamente buzante.

La extensión y el volcanismo jurásicos fueron los precursores de la cuenca marginal y la separación inicial de Sudamérica y África. Estos procesos representan el anuncio de la fragmentación de Gondwana occidental.

La disipación del evento térmico asociado a la extensión y el volcanismo condicionó el inicio de la subsidencia posterior al *rifting* en las cuencas de Magallanes, San Jorge, Malvinas y Neuquén, y proporcionó condiciones favorables a la posterior maduración de los hidrocarburos (Uliana *et al.*, 1985) alojados en esas cuencas. El desarrollo eruptivo que dió lugar al Grupo Choiyoi es el inicio del volcanismo Mesozoico en la región de estudio. Tobas conglomerádicas, andesitas y riolitas distribuidas a lo largo del eje meridional de la cordillera del Viento componen un arco volcánico (magmático) durante el Triásico. Rasgos geomórficos de coladas y flujos se observan en flujos mantiformes desarrollados en un paleorrelieve fluvial (rellenos de paleocauces) al este de Andacollo, cerca del arroyo Huingancó y Rahuecó (Zöllner y Amos, 1973).

La sección superior del Grupo Choiyoi que aflora en cordillera del Viento, expone una alternancia de andesitas y riolitas que marcaría una recurrencia composicional en la evolución del arco volcánico. Por último, en sus "pórfidos cuarcíferos superiores", Zöllner y Amos (1973) incluyen en una cuarta sección a un conjunto riolítico de espesor variable (hasta 200 metros). Este registro litológico podría indicar la culminación del estadio volcánico (magmático) del Grupo Choiyoi, con un gran desarrollo caldérico evidenciado por depósitos ignimbríticos (riolitas) de gran potencia.

En las regiones de la Araucanía y del Bío Bío en Chile (Suárez y Emparán, 1997) al sur de los 38°, unidades volcánicas del Jurásico inferior presentan rasgos de eruptividad y contacto en ambiente marino. Esta característica es también hallada en las proximidades de Andacollo, en la *Formación La Primavera* (véase Figura 4.1) asociada con rocas sedimentarias clásticas y carbonatadas, con desarrollo de lavas almohadilladas. Esta unidad es considerada de edad liásica (Suárez y De la Cruz, 1997).



UNIDADES MAGMÁTICAS MESOZOICAS

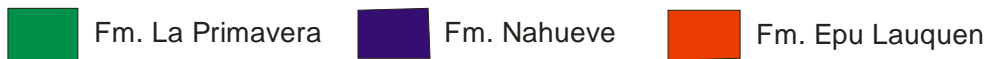


Figura 4.1

Desarrollo Eruptivo Mesozoico: Formaciones Nahueve y Epu Lauquen

El volcanismo Jurásico en esta región de los Andes Septentrionales es escasamente conocido, el hallazgo de estos afloramientos datados en $167,7 \pm 4,7$ Ma (Formación Nahueve: Rovere 1993c; 1998 y Rovere *et al.*, 2004a) brinda un importante aporte al conocimiento del volcanismo Jurásico y de los procesos tectónicos vinculados a la apertura de Gondwana.

La alternancia de afloramientos jurásicos de origen volcánico al sur de la cordillera del Viento, llevan a considerar que lateralmente la unidad se interdigita en facies volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias con depósitos de ambiente mixto.

En Chile los miembros Lolén-Pacunto y Lonquimay, que corresponden en parte a los ‘Estratos de Lonquimay’ (Suárez *et al.*, 1988; Suárez y De la Cruz, 1997; Suárez y Emparán, 1997) y los ‘conglomerados porfiríticos’ (Burckhardt 1900) suman importancia al volcanismo jurásico a estas latitudes.

La intensa erosión de sus lavas ha impedido un análisis litológico y morfológico que nos permita conocer el ambiente de emplazamiento volcánico y determinar el paleoambiente, ya sea marino o continental. Por ejemplo, la Formación La Primavera, unidad aflorante a escasos kilómetros de la localidad de Andacollo, al pie de la cordillera del Viento, presenta rasgos morfológicos y litológicos con “lavas almohadilladas” (pillow lavas) (Suárez y De La Cruz, 1997). Estos diseños morfológicos, junto con el contenido fosilífero de las unidades correlativas permitieron reconstruir el paleoambiente volcánico del Jurásico inferior, como un ambiente marino costero.

Las relaciones estratigráficas y paleoambientales entre la Formación Tábanos, (que infrayace), el Grupo Lotena, (que sobreyace) y el volcanismo de la Formación Nahueve permiten reconstruir la formación de abanicos distales y otros procesos.

El ambiente volcánico durante este período responde a un arco volcánico de margen activo desarrollado durante el Jurásico inferior a medio. Las rocas volcánicas de la Formación Nahueve poseen características de exposición subaérea e integrarían el último estadio en el Jurásico medio de un ciclo marino regresivo iniciado en el Jurásico inferior. Al sur y oeste de los 38° S la secuencia vertical presenta rocas sedimentarias y volcánicas de ambiente marino y continental constituido por rocas sedimentarias clásticas y carbonatadas, lavas almohadilladas y lavas subaéreas con una

continentalización de la cuenca en los niveles superiores (**Formación Nahueve**) durante (véase Figura 4.1) el Jurásico medio.

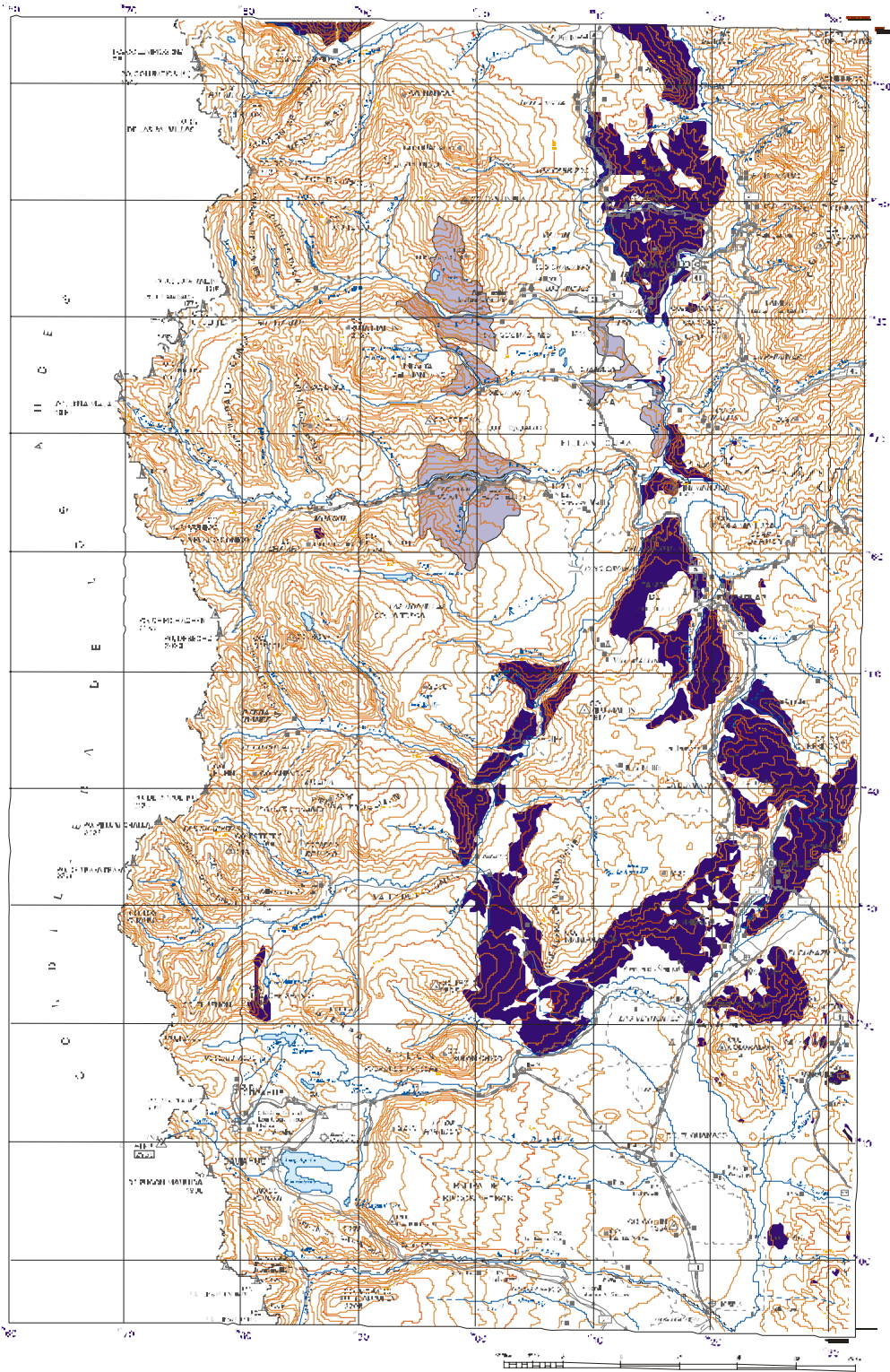
Las dataciones K-Ar realizadas sobre roca total arrojan una edad de 167.7 +/- 7 Ma. (Rovere 1993a y b) lo que permite correlacionar con los niveles superiores de la Formación Nacientes del Biobío, Miembros Icalma y Lonquimay (Suárez y Emparán, 1997; Suárez y De la Cruz, 1997) en Chile.

Las volcanitas (andesitas, basaltos, tobas, brechas volcánicas) de la **Formación Epu Lauquen** (Pesce, 1981) referidas al Cretácico inferior eran correlacionadas por aquel autor con la formación Cura Mallín de Chile. Los mantos de brechas andesíticas en la confluencia del río Buraleo y el arroyo Azul y afloramientos con similares características en los alrededores de la laguna Negra y el cerro Bonete (véase Figura 4.1) se corresponden con lavas que se extienden longitudinalmente hacia el norte cercanas a las lagunas Epu Lauquen. Estas indican erupciones explosivas con flujos piroclásticos de alta intensidad. Una idea de la magnitud de este volcanismo está dada por el hecho de que ambas localidades distan más de 50 km entre sí. Remanentes de flujos lávicos, piroclásticos y necks aparecen al este de Vilu Mallín, los resultados geocronológicos indican edad cretácica, por lo cual es incorporada a la Formación Epu Lauquen. El modelo de arco volcánico Cretácico, no se encuentra bien definido a estas latitudes, si bien las unidades sedimentarias a fines del Mesozoico indican una somerización de la cuenca y un importante aporte volcánico registrado en sus componentes litológicos.

Perfiles realizados en la Laguna Negra muestran que esta unidad infrayace discordantemente a las Formaciones Mitrauquén y Reñileuvú al oeste, también la cubren depósitos de ceniza provenientes del volcán Antuco de edad Pleistoceno-holocena.

La **Formación Epu Lauquen** se correlaciona con las secuencias volcánicas y volcanoclásticas del complejo Vizcacha- Cumilao (Suárez y Emparán, 1997) en Chile y con las vulcanitas cretácicas de la Formación Aluminé al sur de Pino Hachado en los ríos Aluminé y Kilco (Vattuone *et al.*, 1998); si bien estas últimas indican edades algo más jóvenes. Las edades estimadas por Pesca (1981) coinciden con la discordancia de la fase Patagónica en el Cretácico inferior y el límite del Cenomaniano según dataciones radimétricas (94+- 4 Ma., Rovere *et al.*, 2004a).

En la Figura 4.1 se observa a modo ilustrativo la Formación La Primavera, ubicada en la cordillera del Viento que se encuentra fuera del área de estudio del



UNIDADES MAGMÁTICAS PALEÓGENAS



Figura 4.2

presente trabajo.

4.II ASOCIACIONES Y COMPLEJOS MAGMÁTICOS

Introducción

En esta sección se citan unidades de edad terciaria que contienen rocas de origen magmático y/o volcánico, conjuntamente con las unidades mesozoicas mencionadas en la sección anterior (véase Figura 4). Se hace referencia al intrusivo del cerro Columpio como único cuerpo plutónico de mediana magnitud (*stock*) de edad miocena.

4.II.1. ASOCIACIÓN VOLCÁNICO SEDIMENTARIA PALEÓGENA

El *Grupo Molle* (Serie Andesítica) es la unidad que caracteriza al volcanismo paleógeno, junto con la *Formación Lileo*, de origen continental, constituyen la Asociación Volcánico Sedimentaria Paleógena (véase Figura 4.2) ampliamente distribuida en el área de estudio. La manifestación del magmatismo (incluyendo el volcanismo y los intrusivos subvolcánicos) del Grupo Molle (Llambías et al., 1984 y Llambías y Rapela, 1989) se extendió a más de 600 km a lo largo de la Cordillera de los Andes; al norte desde el río Tunuyán en la Cordillera Principal y al sur en la provincia de Santa Cruz. Dentro del marco de esta Tesis, se expone con una distribución elongada desde el límite centro-norte, al oeste de la cordillera del Viento, el magmatismo se extendió longitudinalmente hacia el sur, formando una faja que se extiende sobre el límite oriental de la región. Asimismo se obtuvieron dataciones en andesitas del *Grupo Molle* próximos a la frontera chilena al norte del río Picunleo. Los diques y lavas se distribuyen en una franja central de la región, y los edificios volcánicos (Ranquilón y protovolcanes) aparecen en el sector oriental, al sur de la cordillera del Viento. En el volcán Ranquilón se observa un núcleo dómico dacítico, e inyecciones fluídas en la roca de caja, con filones capa, diques y venillas. También se observaron venillas y filones capa con estas características al sur del cerro Ranquilón insertos en niveles de sedimentitas cretácicas y niveles inferiores de la Formación Agrio.

El *Grupo Molle* está bien representado al oeste de la cordillera del Viento entre los ríos Neuquén y Nahueve, próximo a Cayanta donde abundan coladas y diques de andesitas. El magmatismo del *Grupo Molle*, iniciado aproximadamente a los 54 Ma

(Rovere 1998) constituyó el arco volcánico oriental de los niveles volcanoclásticos superiores de la Formación Lileo. Con un espesor que supera los 900 metros, el Grupo Molle está constituido por andesitas, lavas y diques, brechas, tobas y tufitas asociadas e interdigitadas entre las coladas.

La Formación Lileo es de origen sedimentario y volcanoclástico, los niveles tobáceos evidencian una importante actividad volcánica coetánea con la sedimentación. Se correlaciona con los niveles basales de la Formación Cura Mallín. La Formación Lileo de edad Eoceno medio-Oligoceno inferior (abundante en líticos volcanoclásticos, trizas y cenizas) se interpreta como constituida por los depósitos volcánicos de un arco constituido por el Grupo Molle, cuyos centros eruptivos dieron lugar en gran medida a los niveles tobáceos.

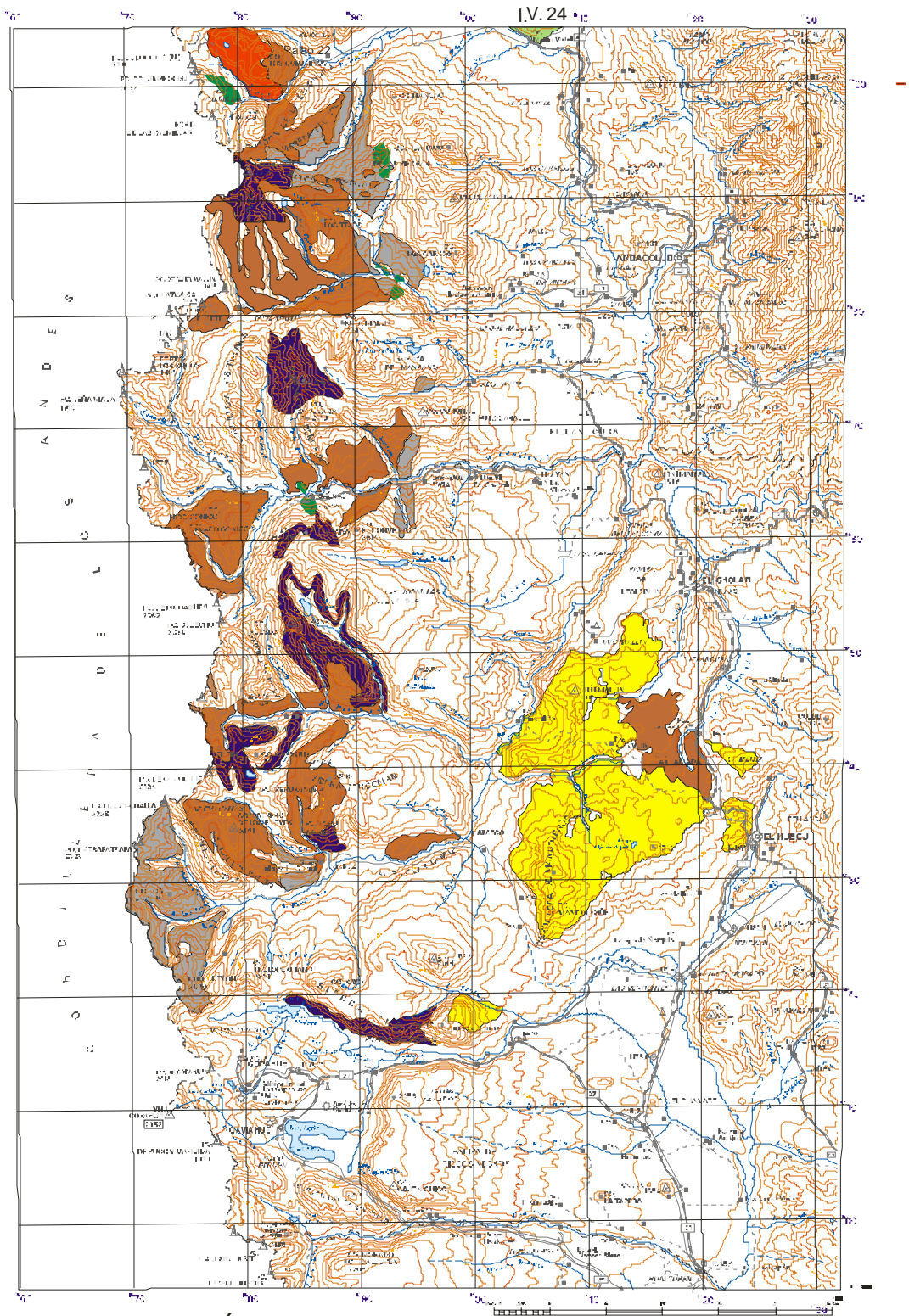
4.II.2. ASOCIACIÓN PLUTÓNICO VOLCÁNICA MIOCENA

La Asociación Plutónico Volcánica Miocena agrupa a las unidades volcánicas y plutónica (Granodiorita Cerro Columpio), así como a la Formación Arroyo Palao de origen volcanoclástico (véase Figura 4.3)

La Formación Lileo es cubierta en discordancia por la Formación Arroyo Palao en el curso medio del arroyo Palao y por niveles lávicos y volcanoclásticos Pliocenos de la Formación Cerro Centinela. En los Andes del Sur el arco volcánico Oligoceno - Mioceno medio y las cuencas sedimentarias internas y adyacentes al arco implican un dominio regional de esta unidad. Al sur de los 36° grados, rocas volcánicas de arco y sus cuencas se desarrollan con un ancho de 130 a 250 km. La extensión longitudinal de la cuenca esta limitada aproximadamente entre los 36° y 38° en territorio argentino y chileno y la extensión este-oeste alcanza 200 km.

Desde el Mioceno medio (16,1 +/- 2,6 a 11,5 +/- 1 Ma) la actividad volcánica a los 37° S está representada por depósitos de ceniza volcánica y bloques de la Formación Invernada Vieja. Las características de dichos bloques (angulosos y hasta 1,50 m de diámetro) indican que el centro volcánico estaba próximo.

La Formación Trapa-Trapa (véase Fotografía N° 31 en Anexo) presenta características similares a la Formación Invernada Vieja, no obstante su distribución es más amplia y el volumen de los depósitos volcánicos es de grandes dimensiones, en Chile se distribuye en la región vecina de Laguna de la Laja y alcanza la región de Pino Hachado, asimismo la Formación Mitrauquén expone grandes volúmenes de flujos



UNIDADES MAGMÁTICAS MIOCENAS








- | | | |
|--|---|---|
|  Fm. Arroyo Palao |  Fm. Cerro Moncol |  Fm. Mitrauquén |
|  Fm. Mandlegüe |  Fm. Invernada Vieja |  Granodiorita Cerro Columpio |
|  Fm. Trapa Trapa | | |

Figura 4.3

piroclásticos y facies sedimentarias que denotan gran inestabilidad tectónica y el colapso de una caldera (véase Fotografía N° 29 en Anexo). Las secuencias de aglomerados volcánicos hialoclásticos, lavas andesíticas y tufitas son concordantes con un volcanismo originado en un ambiente de lagos y grandes volúmenes de agua subsuperficial dando lugar a erupciones hidromagmáticas generadas frecuentemente a través de Maares, anillos de tufas y conos de escoria. En la región del cerro Columpio, la emplazamiento del stock granodiorítico y el volcanismo asociado (diques y lavas andesíticas) indican edades que varían desde Mioceno medio a superior (18,5 a 10,8 Ma).

4.II.2.i Granodiorita Cerro Columpio

Entre las nacientes del río Buraleo y el Arroyo Azul, se localiza el plutón del Cerro Columpio. Las composiciones petrográfica y geoquímica de muestras obtenidas del *stock* fueron clasificadas según Streckeisen (1976) como granodiorita y tonalita (véase Figura 6.I.3.5 en Capítulo 6). Rovere y Castro (1995), realizaron una evaluación preliminar del potencial económico del intrusivo como roca de aplicación. Rovere (1998) realizó dataciones isotópicas K-Ar sobre roca total y cristales de biotita de muestras de esta unidad. Este afloramiento abarca una superficie aproximada de 12 Km² y se la denominó Granodiorita Cerro Columpio (Rovere *et al.*, 2004a) considerada como una unidad formacional.

4.II.3. VOLCANISMO PLIO-PLEISTOCENO

4.II.3.i Complejo Volcánico Los Miches

En esta sección se describirá inicialmente el volcanismo Plioceno del “área clave”, particularmente el que corresponde a las Formaciones Cerro Centinela y Bella Vista.

A lo largo del margen occidental del río Nahueve, estratovolcanes y volcanes fisurales Pliocenos emitieron extensos mantos lávicos. La *Formación Cerro Centinela* se originó a partir de un estratovolcán que actualmente está dividido en dos cerros, los cerros Centinela y Huaraco. La cúspide del cerro Centinela forma el margen norte y la del cerro Huaraco el sur de una pequeña caldera (un cráter) colapsada a través de una fractura E-O. Éste y otros edificios volcánicos Pliocenos ubicados al oeste del lineamiento Nahueve –

Trocomán (Pan de Azúcar, sur del río Reñileuvú), extruyeron grandes volúmenes de lavas andesíticas y andesítico-basálticas que se extendieron formando mesetas. En los márgenes distales de estas lavas (todos estos flujos mantiformes vergieron hacia el este) y en los valles fluviales de rumbo aproximado N-S, algunas paredes alcanzan 300 metros de altura en bloques columnares (“*columnar jointing*”) disyunción columnar; vertical, curva o convoluta exponen la magnitud del volcanismo Plioceno y el espesor de las mesetas.

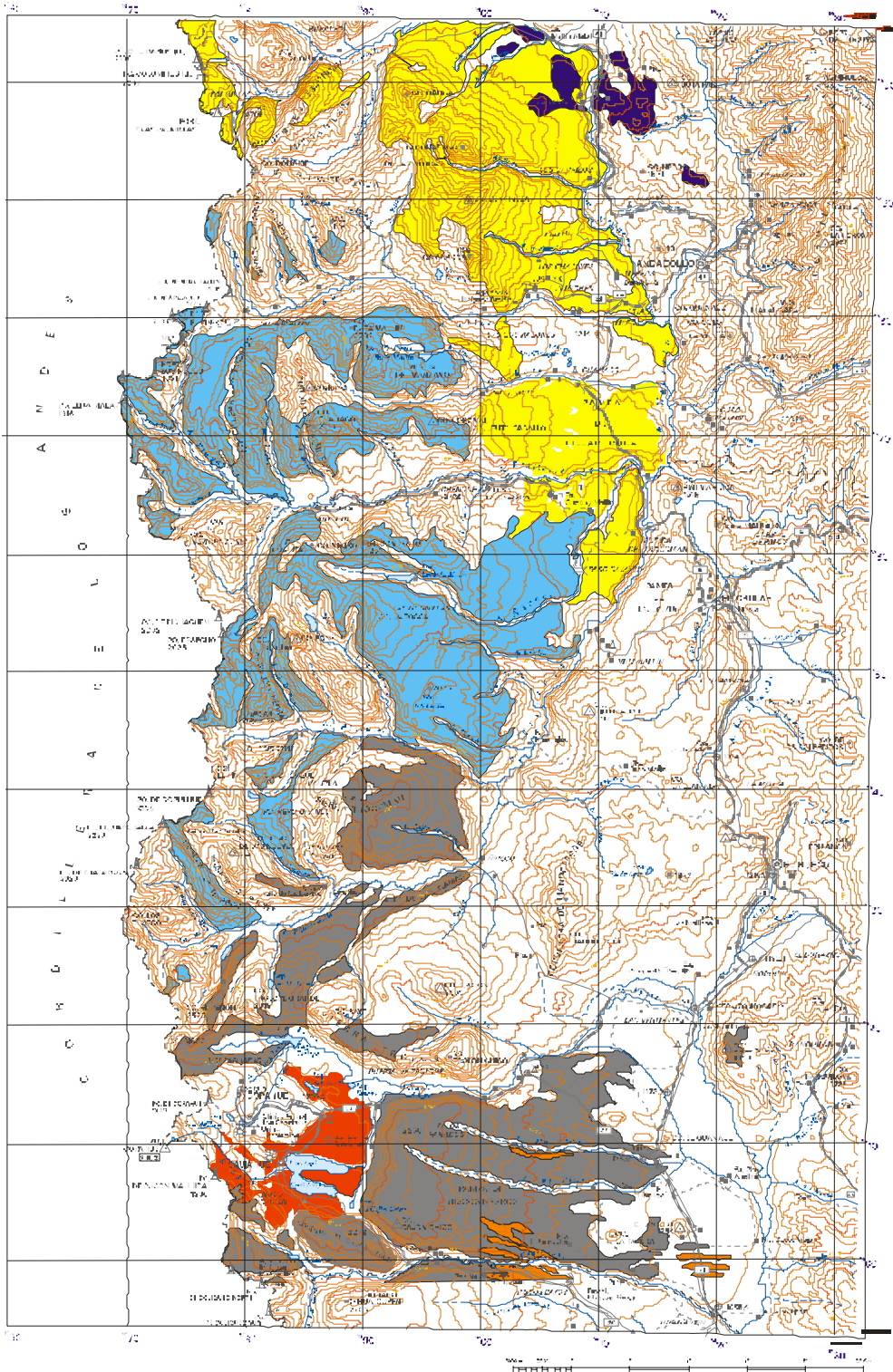
Numerosos conos monogénéticos son aproximadamente correlativos con el volcanismo de la Formación Cerro Centinela y se distribuyen alineados con rumbo N-NE al este de los estratovolcanes mencionados, particularmente del cerro Centinela, agrupados bajo la denominación de Formación Bella Vista.

Depósitos estratificados de cenizas indican un paleocauce fluvial de gran magnitud, se observan en un afloramiento situado en la confluencia del arroyo Huaraco y el río Nahueve (véanse Fotografías 16 y 28 en Anexo). Este depósito se ubica por debajo de 200 metros de flujos lávicos datados en 2.6 Ma., indica una explosión de alta energía ($VEI > 2$) tipo estromboliana o superior acompañada seguidamente del derrame de lavas andesítico basálticas (véase Fotografía N° 24 en Anexo). Este depósito de cenizas y lapilli mide 14 metros de espesor y está situado a 2 km al este del cráter Centinela-Huaraco. La base de las coladas de la *Formación Cerro Centinela* está datada en 2,8 +/- 1 Ma. Los mantos de lava alcanzan un espesor máximo de 1500 metros, próximo al cráter.

Como se explico anteriormente, la cumbre del Cerro Centinela en el sector Sur y el ápice del Cerro Huaraco al norte conforman el relicto de un cráter que inicialmente fue aportillado hacia el este. En la etapa final del volcanismo se provocó una fractura a partir del cráter conformando una quebrada profunda, actualmente esta falla se sitúa en el arroyo Huaraco desde la columna (neck) erosionado hasta el río Nahueve. Por el carácter morfológico del cráter, se interpreta la fracturación posterior a 2,8 Ma. En el somma, sobre el cerro Centinela, se observan numerosos diques vinculados al cuello volcánico que atraviesan las coladas superiores vinculadas a los últimos estadios eruptivos, todos ellos de composición andesítica.

Más de 10 conos volcánicos (Formación Bella Vista) de tipo monogénico han sido observados en relación al volcanismo de Centinela, 6 de ellos arrojaron edades de 2,6 a 3,2 Ma. Alineados en sentido N-S o bien N-NE, se presentan rasgos fisurales que culminan a los 2,6 Ma en un cono próximo a la Villa Nahueve.

Las rocas emitidas por el volcán Centinela entre 2,6 y 2,9 Ma son andesitas con



UNIDADES MAGMÁTICAS PLIOCENAS

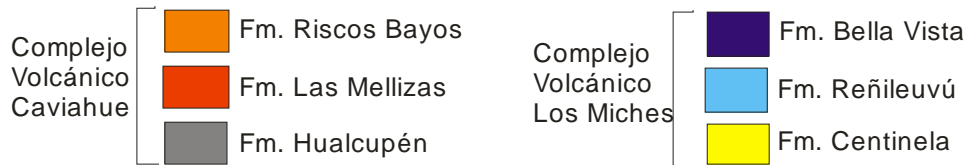


FIGURA 4.4

rangos de SiO₂ que varían entre 56% y 61%, poseen características calcoalcalinas. La Formación Cerro Centinela se correlaciona con las Formaciones Cola de Zorro en Chile y Argentina, Hualcupén y Reñileuvú (véanse Fotografías N° 30 y 32 en el Anexo). Esto demuestra la gran magnitud del volumen de magma eruptado durante el Plioceno.

Volcanes de la Formación Bella Vista (Plioceno)

La coloración rojiza de los conos de ceniza o de escoria (*spatter cones*) se debe a la oxidación de minerales férricos, principalmente magnetita. El rápido enfriamiento de burbujas y gotas de magma durante la construcción de un cono basáltico resulta en la formación de vidrio color castaño claro conocido como *sideromelano*, (Macdonald *et al.*, 1983) en contraste con el vidrio negro conocido como *taquilita*, formado por un enfriamiento más lento durante las erupciones frecuentes de un cono de cenizas.

El color rojizo de los numerosos conos monogénicos de la región de estudio se debe a la alteración de magnetita contenida en *taquilita*. Este fenómeno se puede observar en los conos de Bella Vista y en los conos del margen sur del trayecto Este-Oeste del río Agrio desde la laguna del Agrio hasta el codo en el Cerrito Morado (ver Figura 4.2.5.1), en los conos de la cordillera de Mandolegüe y en otros conos aislados de esta región. La escasa meteorización de estas rocas indica un clima árido durante el último millón de años, no se observa desarrollo de tobas originadas a partir de estos volcanes.

El factor común de estos volcanes es el alto contenido de hialoclastitas debido a la interacción del fluido magmático con niveles freáticos subsuperficiales. La generación de sideromelano rápidamente transformado en palagonita explica el alto volumen de humedad contenido en el sistema.

Volcanes de la Formación Guañaco (Pleistoceno)

Al sur de la población de Los Miches y al norte de la villa de Guañaco, se alza un cerro innominado, que denominamos volcán Guañaco. Esta denominación esta sujeta a modificación, si bien la conservaremos a lo largo de este trabajo ya que la Formación Guañaco y el volcán que describimos fueron descritos por Rovere (1993a y c). El cerro Guañaco, según topónimo del IGM, esta situado al norte de la Agrupación Moncol de Gendarmería Nacional y al oeste del volcán Guañaco. El cerro que alcanza

1850 metros sobre el nivel del mar presenta una pequeña caldera situada en su ápice (37° 14' Lat. Sur y 70° 50' Long. Oeste).

El volcán Guañaco es un estratocono localizado en el margen derecho del río Nahueve, entre los arroyos Guañaco y Lileo. El volumen de lavas y flujos piroclásticos depositados (edad aproximada 1,3 a 1,4 Ma) por este volcán de pequeñas dimensiones se estima en 2 Km³. Sus lavas yacen sobre lavas Pliocenas de la Formación Cerro Centinela y es posible distinguir sus afloramientos debido a la marcada coloración oscura de sus basaltos olivínicos. Litológicamente se puede definir al volcanismo de Guañaco como basalto olivínico (ol>cpx>opx).

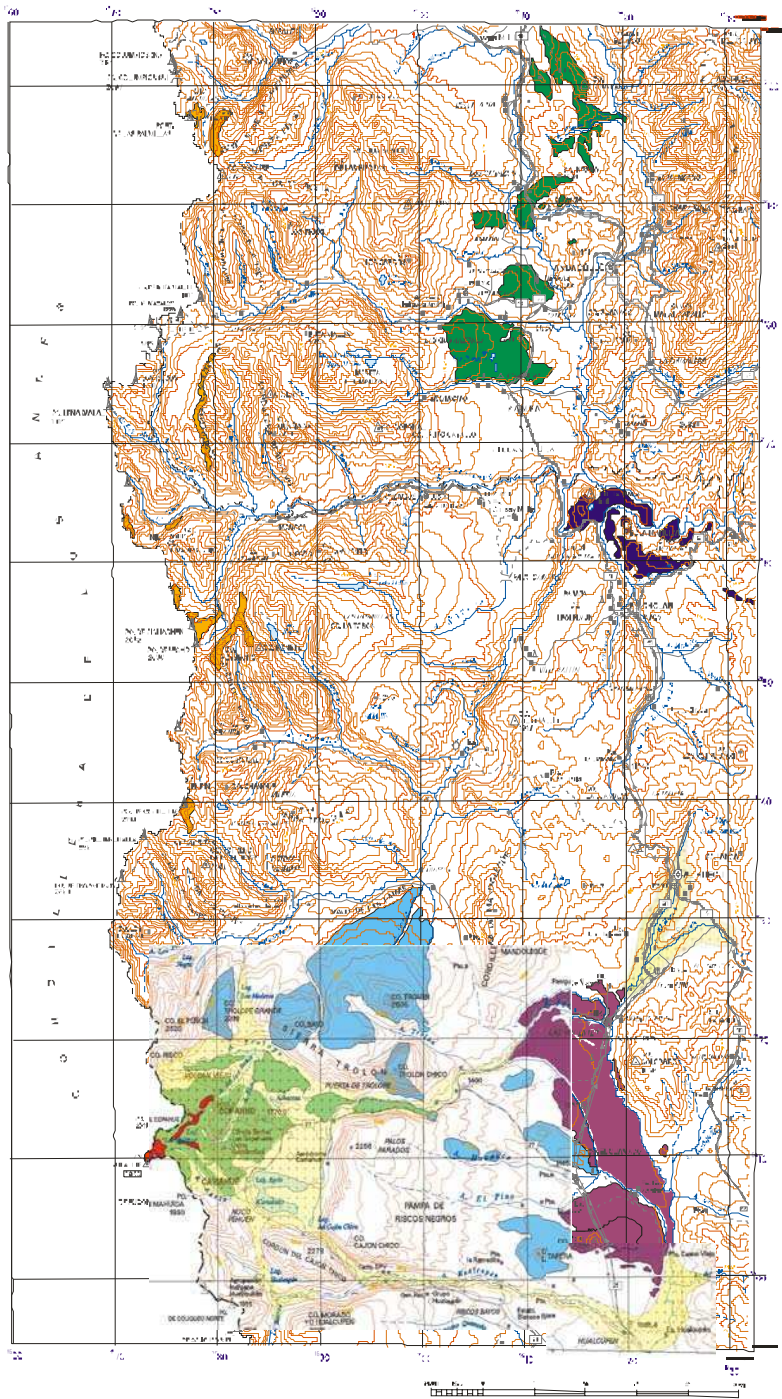
Otros volcanes Pleistocenos del “área clave” son atribuidos a esta unidad. Estos son los volcanes de Agua de los Sapos, volcanes del área del cerro Paila y los volcanes de la Colada Basalto El Catreo (Rovere *et al.*, 2004a) incorporada en este trabajo a la Formación Guañaco.

4.II.3.ii Complejo Volcánico Caviahue

El Complejo Volcánico Caviahue agrupa las unidades volcánicas de la región del volcán Copahue desde el Plioceno hasta la actualidad, (véanse Figuras 4 y 4.5). El volcán Copahue está ubicado en 37.85°S, 71.17°W y tiene una altura de 2,965 m.s.n.m.. Es un cono compuesto o estratovolcán dentro de una caldera de 8 km de ancho (caldera de Trapa-Trapa) formado hace 0.6 Ma próximo al margen Noroeste de la caldera del Agrio (20 x 15 km ancho). El cráter activo está en el extremo oriental de una serie de al menos 5 cráteres alineados ENE-OSO a lo largo de 2 km. Contiene un lago ácido cuya concentración de H₂SO₄ varía según el balance hídrico de aporte (precipitaciones, nevadas y deshielo) y descarga (drenaje desde la pared oriental del cráter). No se conoce con certeza si existen filtraciones hacia el conducto o neck que pueda originar el descenso del nivel del lago. Las erupciones explosivas han sido registradas desde el Siglo XVIII, considerando el número de erupciones de los últimos décadas, es probable que no haya información de episodios de siglos anteriores.

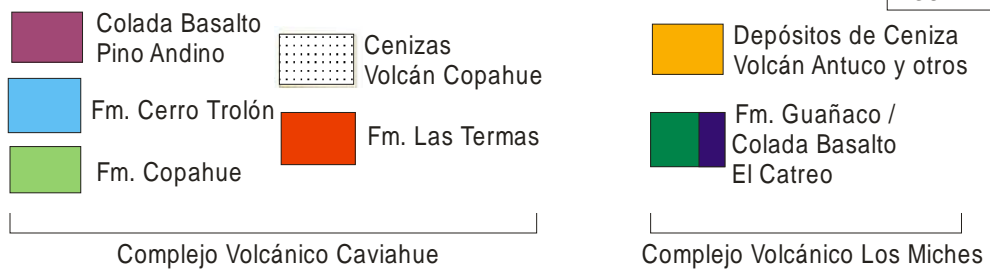
En la región de Copahue el magmatismo Neógeno se caracteriza por el volcanismo del complejo Caviahue-Copahue que sobreyace depósitos Paleógenos y Miocenos del Grupo Molle y la Formación Arroyo Palao los cuales se encuentran deformados y formando cuencas fracturadas en forma de hemigrábenes.

La secuencia estrato-volcánica de Copahue y del volcanismo previo de la región



UNIDADES MAGMÁTICAS PLEISTOCENO- HOLOCENAS

FIGURA 4.5



de la caldera del Agrio está detallada en el Capítulo Estratigrafía. Desde la Actualidad hasta la más antigua, las unidades son las siguientes: Formación Las Termas (Pleistoceno superior - Reciente), Formación Copahue (Plioceno – Pleistoceno), Formación Riscos Bayos (Plioceno superior), Formación Las Mellizas (Plioceno), Formación Hualcupén (Plioceno – Pleistoceno inferior) y Formación Trapa-Trapa (Mioceno medio a superior).

Las Formaciones Trapa-Trapa y Hualcupén muestran los mayores espesores de lava. Desde el Mioceno superior y durante el Plioceno, grandes volúmenes de lava de suites basálticas a riolíticas fueron erupcionadas cubriendo más de 1000 Km², en la pared oriental de la caldera, los niveles volcánicos y volcanoclásticos superan los 400 metros de espesor. En el Plioceno medio a superior, se inició la subsidencia caldérica evidenciada por las ignimbritas de la Formación Riscos Bayos. La actividad volcánica se redujo y concentró en una posición más occidental. La Formación Las Mellizas indica el inicio del edificio volcánico de Copahue en el margen occidental de la caldera, junto con el vaciamiento de las cámaras magmáticas se generó una subsidencia asimétrica. Las Formaciones Copahue y Las Termas se restringen a erupciones del volcán Copahue.

Durante el Plioceno, en el edificio volcánico de Copahue se inició un nuevo estadio eruptivo incluyendo tanto flujos basálticos como domos riolíticos. La glaciación pleistocena (Groeber 1929; Rabassa y Clapperton, 1990) en los Andes del Sur tuvo también un lugar importante a los 38°S. Durante períodos de glaciación se instalaron masas de hielo en sitios volcánicamente activos. Esto permite establecer relaciones estratigráficas entre episodios volcánicos y períodos glaciarios. Durante las últimas décadas numerosas erupciones de carácter freatomagmático tuvieron lugar en el volcán Copahue y la actividad fumarólica y de geysers en el campo geotérmico de la villa de Copahue permanece activa.

Actividad histórica y reciente del volcán Copahue

Durante el Cuaternario existen evidencias de actividad tectónica. Movimientos sísmicos, avalanchas, escarpas de falla y rasgos circunferenciales que muestran indicios de actividad neomagmática y neotectónica. González Díaz *et al.* (1999) y González Díaz *et al.* (2005 y 2006) realizaron numerosos estudios en la región andina, especialmente en el norte de Neuquén y en el "área clave" donde detectaron numerosas

avalanchas, muchas de ellas disparadas a través de inducción sísmica.

Desde el 1 de julio del 2000 y durante 4 meses depósitos de caída de piroclastos fueron presenciados a más de 100 km al NE (al este de Huitrín) y al SE (al sur de Loncopué). La villa de Caviahue, situada a 9 km del cráter estuvo amenazada durante ese período. El cráter de explosión en octubre del 2000 recuperó su estado formando un lago, la concentración de ácido sulfúrico (Rovere *et al.*, 2001; Rovere y Risso, 2002) desde entonces continúa siendo muy alta, (pH aproximadamente 1.5). Actualmente se encuentra en niveles relativamente altos debido a las intensas nevadas y derretimiento provocado por el retroceso del glaciar, en el año 2005 su nivel disminuyó 5 metros (Caselli, *com. verb.*).

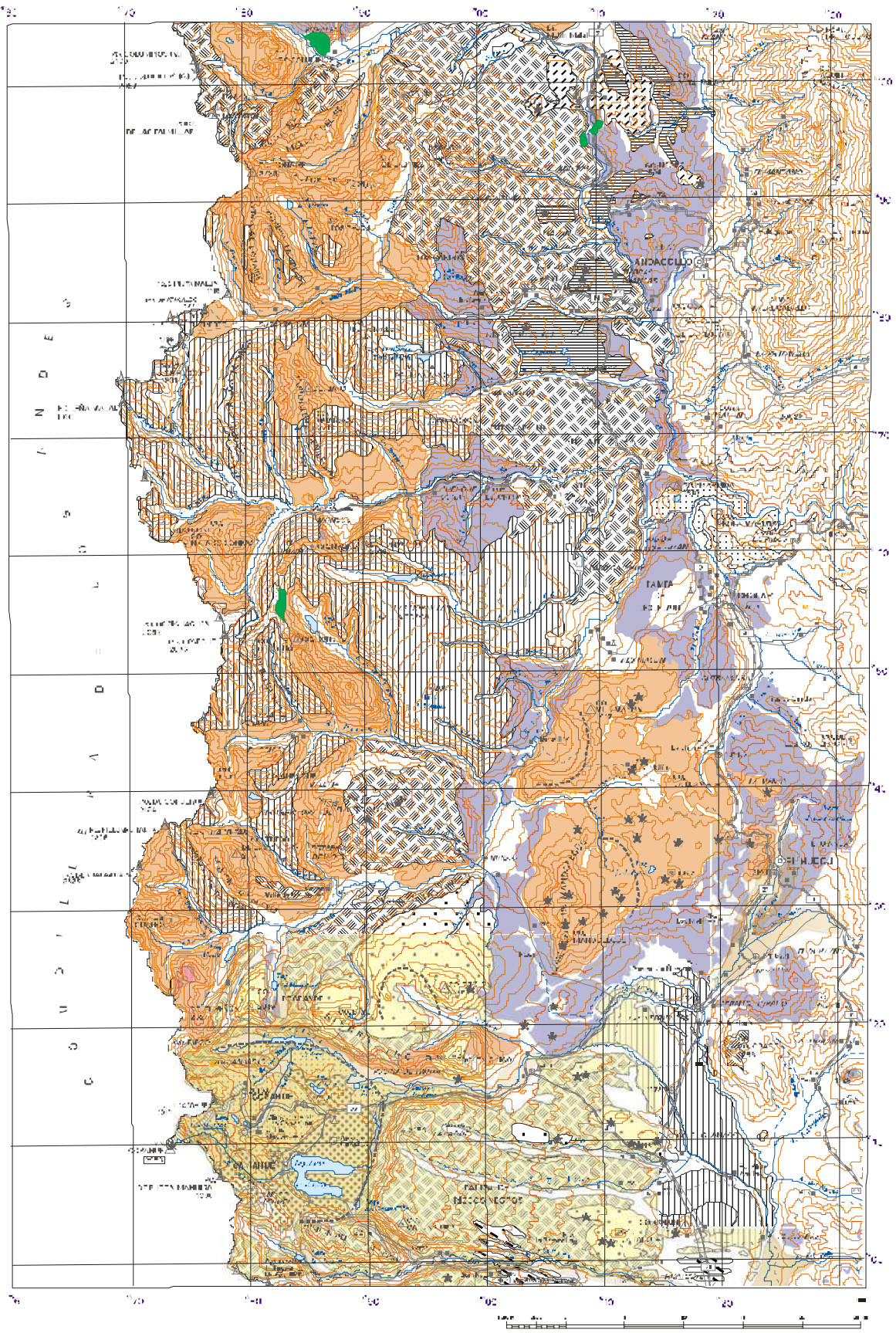
De los reportes sobre índices de actividad volcánica referidos en registros históricos (Smithsonian Volcanic Network, 2006) se obtuvieron los siguientes datos:

- Julio del 1992: Pequeñas explosiones y flujos de barro, olores fuertes de sulfuros.
- Octubre del 1992: Pequeñas explosiones; sismos y tremores; eyección de piroclastos de sulfuros.
- Marzo 1997: El lago del cráter yace varios metros por debajo de la salida de drenaje.
- Julio del 2000: Frecuentes explosiones de cenizas y torrentes de barro ácidos comenzando el 1° de Julio.
- Septiembre de 2000: Continuaban las explosiones con cenizas y tremores desde Agosto hasta Octubre.

La explosión ocurrida el 2 de Agosto de 2000 a las 3.30 A.M. junto con caídas de lapilli fino a medio (2-16 mm) fueron reportadas en la villa de Caviahue, a 9 km al este del cráter. La capacidad turística estaba cubierta debido a las buenas condiciones climáticas y a la tranquilidad de la población debido a la información periodística acerca del cese total del volcanismo. Breves explosiones freáticas ocurrieron a intervalos de 15 minutos durante la mañana. Las observaciones de campo revelaban que pómez del tamaño de lapilli (hasta 7 mm de diámetro) cubrían los flancos nevados del volcán.

4.II.4. ANÁLISIS COMPARATIVO REGIONAL DE LOS COMPLEJOS VOLCÁNICOS

En el Cuadro 2.1 se observan las nomenclaturas y edades relativas del Complejo



* Conos volcánicos
 - - - Calderas

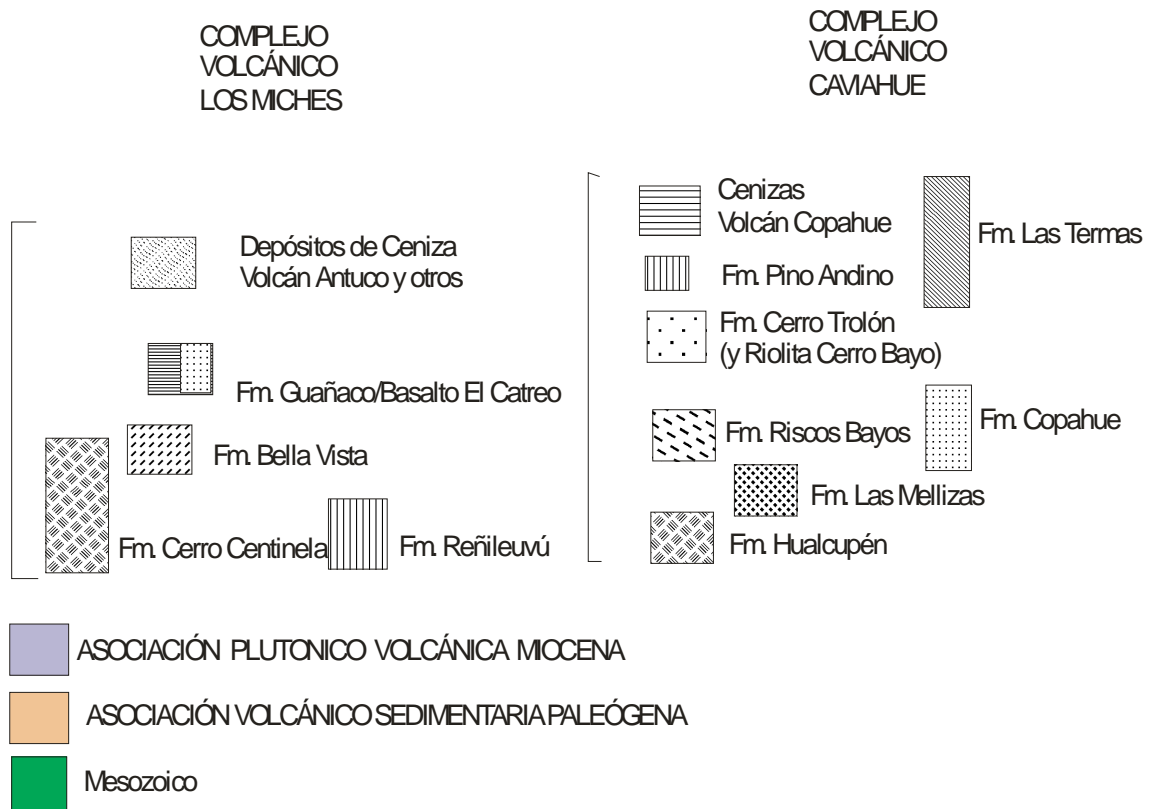


Figura 4

Volcánico Caviahue según Linares *et al.* (1999) y este trabajo. Las características geoquímicas y litológicas, iniciales del desarrollo evolutivo del centro Centinela son similares al área de Caviahue, sin embargo durante el Pleistoceno inferior, cuando comienzan los episodios eruptivos del volcán Copahue al Sur (y volcán Antuco al oeste en Chile), cesa el magmatismo definitivamente en el área Centinela.

El volumen de material eruptado por el centro Centinela-Huaraco cubre más de 300 Km² y su espesor en las nacientes del arroyo Huaraco hasta el somma, supera los 1300 metros.

Durante los episodios eruptivos del volcán Centinela, los sismos volcánicos debieron ocurrir no solo localmente, sino que a decenas de kilómetros en dirección norte y sur también, ya que existe una fractura con dicho azimut (Figura 4.2.5) que muestra exposición convergiendo en el complejo volcánico Centinela - Huaraco. Cabe mencionar la interrelación entre la fracturación y el alineamiento de los conductos magmáticos en el área del cerro Centinela. Esta fracturación se desarrolló principalmente entre 3,2 y 2,6 Ma. En un análisis comparativo con el campo volcánico de Copahue, la edad de 2,6 Ma es correlativa con la de las ignimbritas de la Formación Riscos Bayos que representan un episodio de colapso en la caldera de El Agrio.

La emanación de gases volcánicos debió haber sido muy intensa y durante un período muy prolongado debido al espesor de costras de sales de sulfato hallados en bloques en el campo volcánico Centinela-Huaraco. Éstos bloques (de 2 a 4 metros de diámetro), están cubiertos con pátinas y costras salinas, de color amarillento verdoso principalmente de sulfatos y en menor proporción carbonatos. Estas pátinas se asemejan a las que se encuentran actualmente en el campo geotérmico activo de Copahue.

En el complejo volcánico Centinela - Huaraco se observan diversas formas de productos eruptados como Bolas de lava (lava ball), lava acrecional, canales, pseudo tubos de lava y flujos de lava. Es frecuente hallar lavas de tipo *Pahoehoe* (encordadas o “ropy”) próximas a los cráteres o bocas de los conductos lávicos. A medida que migra la colada pahoehoe puede gradar a un cambio de morfología, ocasionalmente se dificulta la identificación en las zonas de transición. Dichas zonas de transición observables en la superficie rugosa y áspera de las secciones distales indican cambios en la dinámica, que suelen gradar a lavas tipo Aa (Macdonald *et al.*, 1983). También se observan avalanchas sobre todo en las laderas sur del Huaraco y próximo al cerro Los Cardos (González Díaz y Folguera, 2005; González Díaz *et al.*, 2005) En bajos y

valles se observan niveles de cenizas, en el valle del río Huaraco un depósito de cenizas estratificadas indican el relleno de un paleocauce por debajo de las columnas de basaltos y andesitas de la Formación Cerro Centinela. Flujos de lodo y escombros (lahares) se observan en el acceso a Los Miches, valles de los arroyos La Tregua y Buta Mallín. Estos se distinguen de los flujos piroclásticos porque el material cementante ha sido parcialmente erosionado, quedando remanentes limosos en el material volcanoclástico que indican fluidez y saturación en agua.

4.III. FORMACIÓN DE CALDERAS

Durante el período de subsidencia de la caldera del Agrio (Caviahue) se desarrolla la mayor parte del edificio volcánico de Copahue en el margen occidental de la caldera.

En un análisis comparativo entre la evolución volcánica de 3 complejos volcánicos (Rovere, 2003), Antuco, Los Miches y Caviahue se observa un desarrollo estructural y un edificio que esta directamente relacionada con la posición tectónica.

Desde el Plioceno superior al Pleistoceno 3 volcanes evolucionaron desarrollando parámetros estructurales diferentes. Copahue-Caviahue (C-C) desarrolla una extensa caldera, en un ambiente extensional se desarrollan fallas normales y hacia el Este se dispersaron coladas construyendo mesetas lávicas de suave inclinación. En el CVLM, el volcán Centinela-Huaraco, por el contrario, no presenta caldera, el volumen de lavas erupcionado es comparable al de C-C sin embargo la tectónica compresiva en el que se genera el magmatismo, provoca fracturas y numerosos diques subvolcánicos. El volcán Antuco comprende una morfología diferente (López Escobar 1981; Varela *et al.*, 1988; González Ferrán 1995 y Thiele *et al.*, 1998), generó edificios volcánicos denominados “*cono en cono*”, en el cual se construyó un volcán más pequeño en el mismo eje vertical dentro de la caldera previa. Esta morfología implica no solo una tectónica pasiva (no extensiva - no compresiva) sino una estabilidad temporal de la cámara magmática, un cese (gap) volcánico (formación de una caldera simétrica) y una reactivación sin migración de la cámara. Si bien estas interpretaciones merecen una investigación más profunda, es posible interpretar que en el segmento de subducción de 37° a 38° Latitud Sur, los fenómenos tectono-magmáticos no pueden ser analizados en forma regular a lo largo de su extensión, sino que los procesos tectónicos han afectado localmente la deformación y el magmatismo.

Las características geoquímicas y el desarrollo magmático de estos volcanes se expone en los siguientes capítulos de esta Tesis.

En C-C la migración de la anomalía térmica hacia el oeste y el fallamiento asociado a antiguos conductos junto con una compensación isostática, pudieron generar un crecimiento de subsidencia sincrónico y un volcanismo eruptivo al oeste. Este proceso generó una subsidencia asimétrica. La velocidad de la subsidencia debió ser más rápida durante el primer estadio del volcanismo de Copahue. La pared oriental de la caldera (plano de falla) expone 700 metros de un paquete volcánico de unidades miocenas (Formación Trapa-Trapa) y pliocenas (Formación Hualcupén). El nivel superior de la Formación Hualcupén constituye la pendiente del antiguo volcán Caviahue. La geometría y altura del volcán se puede estimar en base a la pendiente y el volumen del paquete estratigráfico de las unidades mencionadas. La pared norte está controlada por una fractura aún activa la cual desarrolló una “fosa o trinchera” cuyo fondo ha sido el nivel de depósito de sucesivas coladas del volcán Copahue. A lo largo de esta falla se disponen numerosos centros de actividad geotérmica, géiseres, fumarolas y lagunas ácidas termales.

El desarrollo caldérico de Copahue-Caviahue indica una tectónica extensiva, la edad de los fallamientos normales que generó la subsidencia asimétrica de la caldera se estima de edad 2,5 Ma. (Plioceno). Esta edad es considerada a partir de las dataciones sobre las ignimbritas de Riscos Bayos, como evidencia litológica del episodio caldérico.

Las ignimbritas y lavas andesíticas asociadas a la *Formación Mitrauquén* (Suárez y Emparán, 1997) son indicadores de erupciones de alta energía (VEI) y de procesos relacionados con subsidencia o colapso caldérico.

Si bien no es posible precisar la ubicación de la caldera que dio lugar a éstos flujos ignimbríticos, se podría reconstruir su ubicación y dimensiones relativas a través de la disposición y el volumen de los afloramientos. La litología de la Formación Mitrauquen asimismo tiene un fuerte componente clástico representado por conglomerados de alta energía que indican reactivación tectónica y fallamiento. Sería posible entonces aventurar a priori que la morfología de las calderas es una sucesión alineada de calderas o calderas fisurales.

Las ignimbritas de esta Formación presentan una gran distribución, sus afloramientos de color blanco grisáceo se destacan en el paisaje a primera vista y se observan al sur de los 38° en el frente cordillerano, en la Hoja Curacautín (Chile), en la Hoja Pino Hachado, al oeste de la cordillera de Reñileuvú y en el tramo superior del río

Buta Mallín. (Figura 1). Su edad oscila entre 8 y 9 Ma. Durante el Mioceno superior el volcanismo debió ser muy intenso, concordantemente con el final del emplazamiento de los plutones Miocenos y la deformación de la Faja Plegada y Corrida.

4.III.1 TUMESCENCIAS Y FALLAS CIRCUNFERENCIALES

En el registro geológico, la intrusión de importantes cantidades de magma dentro de fallas circunferenciales y fracturas anulares (Chadwick y Dietrich, 1995; Saunders 2005) es comúnmente observado.

El modelado de elementos finitos es usado aquí para investigar el campo de esfuerzos esperado para dichos eventos intrusivos. Dos escenarios verticales simples son explorados, uno para una caldera con un bloque central de un espesor con un radio de diámetro de aproximadamente (Alto: A) 1:1 y otro con un radio mucho menor a (Corto: C) 1:1.

La deformación de la superficie en ambos casos es similar con un ascenso central, el desarrollo de un diseño de trinchera (o una fosa) justo fuera de la intersección del azimut de la falla anular intruída y la superficie libre, y una tumescencia de mayor tamaño, varias veces mayor que el radio de la caldera.

La respuesta del bloque y la cámara magmática de la sub-caldera para los dos escenarios, no obstante, es diferente. Los bloques están en efecto “apretados”, el bloque A (véase Figura 4 a) se presenta deformado en su superficie hacia arriba y hacia abajo en su base, mientras el aspecto de C es similar al de arquear o doblar la parte central del bloque de la caldera. El ascenso central ocurre cuando un corto segmento de arco de un sistema de fracturas anulares o fallas circunferenciales (Johnson *et al.*, 2002) es intruído.

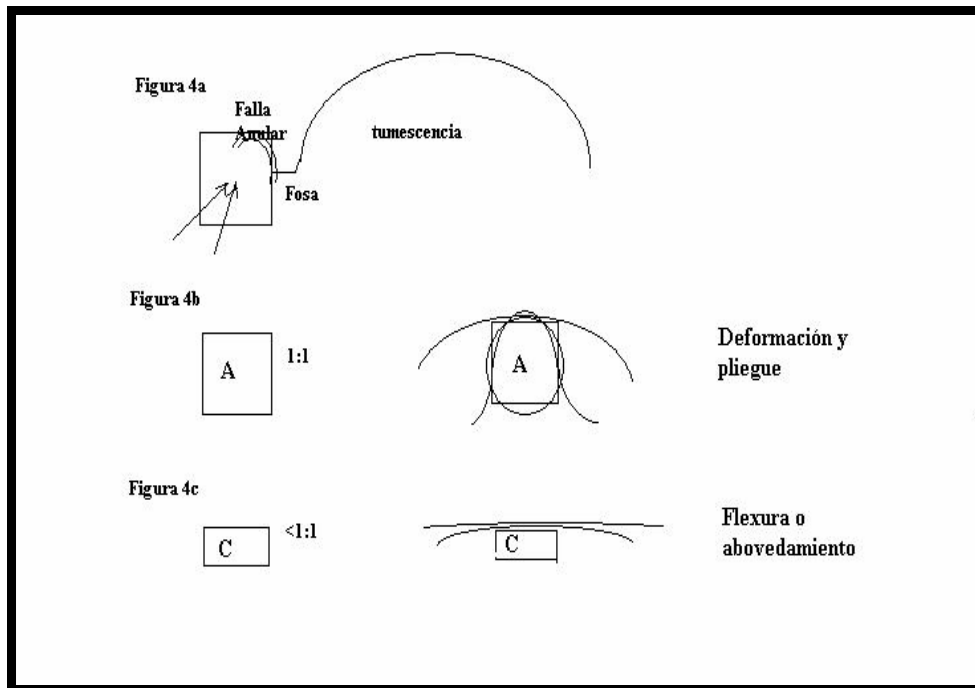
En ambos modelos, la tumescencia en el centro de la caldera a partir de una intrusión de un solo anillo de diques puede solo contribuir con decímetros a metros de ascenso. Las intrusiones reiteradas a lo largo de cientos a miles de años, no obstante, pueden causar un incremento en el endomamiento del bloque de la caldera concluyendo en diseños resurgentes (Berrino *et al.*, 1984; Acocella *et al.*, 2000) de mayor escala.

La cantidad de ascenso posible debido al apretamiento “*squeezing*” de un bloque A “elongado, tubular” es limitado. Se propone, no obstante, que donde ocurren flexuras de bloques con formas planas por sobre cuerpos de magma maleables y/o descompresibles, la intrusión de fallas anulares puede ser un significativo indicador de

resurgencia.

En este modelo, la cantidad de diques anulares ascendidos por inducción central será $> 40^{\circ}$ -50% del ancho del complejo anular.

En el registro geológico la acumulación de intrusiones dentro de algunas fracturas anulares ha permitido el ascenso de plutones anulares o arqueados de cientos de metros a varios kilómetros de espesor. La naturaleza compleja de los desplazamientos horizontales asociados con la intrusión de diques anulares y de arco debe ser también analizada. La intrusión dentro de zonas de fractura anulares tendera a tomar lugar dentro de aquellos sectores de la zona anular que son perpendiculares al vector de esfuerzo menos compresivo. Esto puede ser un factor en la diferencia observada para la evolución de una caldera en áreas extensionales y compresionales (Acocella *et al.*, 2000). La reactivación de varias calderas modernas es tentativamente relacionada a la intrusión de fallas circunferenciales (Marsh 1984; Langbein *et al.*, 1995).



Figuras 4a, 4b y 4c. Desarrollo de fallas anulares ante esfuerzos compresivos, tumescencia y fosa. Fig. 4 b. Intrusivo espesor-diámetro 1:1 (A) deformación. Fig. 4 c. Tipo C $<1:1$ Leve abovedamiento o flexura.

4.III.2 CRÁTERES Y TUMESCENCIA DEL VOLCÁN GUAÑACO

Esta caldera de contorno irregular suele contener dos lagos centrados en sus dos cráteres durante los períodos húmedos de lluvias y nevadas. Una tumescencia en el extremo nororiental puede ser confundido con un “drumlin” glaciario; si bien estos se ubican generalmente en valles y artesas en depresiones cóncavas (véase Figura 4.2.6, **Fotografía N° 25 en Anexo**). Esta tumescencia se originó durante la intrusión magmática y el emplazamiento subsuperficial de diques. Se infiere que la tumescencia del volcán Guañaco fue el último episodio volcánico interrumpido debido a un cese en el ascenso de fluidos magmáticos. Se sostiene que un domo resurgente (“plug dome”) se hubiera originado debido a una compensación isostática como respuesta del colapso originado por el vaciamiento (Acocella *et al.*, 2000) de la cámara magmática. En el volcán Guañaco es más probable que se trate de una tumescencia y no de un “plug dome” debido a que la caldera no presenta un colapso profundo y que los procesos de emplazamiento e intrusiones de diques hayan continuado en pulsos a lo largo de varios años (decenas o centenas de años) y disminuyendo su intensidad hasta el cese total alrededor de 1 Ma.

El edificio del estratovolcán esta constituido por flujos lávicos y piroclásticos, alternando irregularmente con depósitos de bloques tipo Aa, lapilli y ceniza. No son frecuentes las bombas, si bien se hallan esporádicamente ejemplares aplastados tipo “cow dung” y bloques escoriáceos. De dataciones radimétricas K-Ar (Rovere 1993a y b) se postula un inicio del volcanismo de la Formación Guañaco en $1,4 \pm 0,12$ Ma hasta $1,17 \pm 0,06$ Ma., datos obtenidos de las lavas de la base y el techo de esta unidad. En el Capítulo 6.3 se detallan los análisis geocronológicos realizados en este volcán.

Se desprende de los datos de las dataciones, la disposición de los flujos de las coladas y el desarrollo de dos cráteres (dentro de una caldera mayor) y una tumescencia, que el volcán desarrolló más de 3 episodios eruptivos que involucraron emisión de gases, cenizas, lapilli y bombas acompañados de flujos de lava fluída. También se observa un flujo piroclástico de poca extensión en el flanco occidental, posiblemente acompañado de un lahar. En el margen norte del río Lileo se observan lóbulos distales de un lahar originado en los centros volcánicos de Agua de los Sapos (véase **Fotografía 26 en Anexo**). Esto se evidencia en la disposición caótica de los clastos volcánicos que contienen una matriz areno-limosa de composición predominantemente cinerítica. En líneas generales la falta de diferenciación de éstas lavas y la abundancia de fenocristales y cristales en la pasta de olivina indica un origen de fuente de magma poco

diferenciado. Las descripciones petrográficas, tablas y cuadros de análisis geoquímicos se describen en los Capítulos 5 y 6.



Fig.4.2.1



Fig. 4.2.2.

En resumen, el cerro Guañaco (2713 m.s.n.m.) ubicado inmediatamente al norte del Grupo Moncol de Gendarmería Nacional no guarda relación con el volcán Guañaco (Rovere *et al.*, 2004a) ubicado entre las localidades de Los Miches al norte y Guañaco al sur.

CAPÍTULO 5

Las mediciones isotópicas realizadas por método K-Ar indican en dichos cuadros *: análisis realizados en laboratorios del Servicio Geológico de Canadá y #: análisis realizados en INGEIS, Instituto Nacional de Geología Isotópica de Argentina, sin símbolo: Instituto Misasa, Universidad de Okayama, Japón. Los valores de K (%), Concentración de isótopos de K^{40} (Conc. K^{40} expresada en $4.507 \times 10^{-8} \text{ mol/g}$), Ar^{40} , Ar^{40} radiométrico, Edad (expresada en Millones de años), Error (+/-) y Error porcentual (%) fueron obtenidos a partir de las mediciones de argón realizadas con espectrómetro de masa MS bombardeo electrónico sobre “chips” de muestra pulverizada.

Los valores de potasio (K) se obtuvieron a partir de las técnicas de Fluorescencia de rayos X y Espectrómetro de llama (*flame spectrometer*). En el **Gráfico 6.II** (véase **Anexo 2**) se comparan los datos de edades de las Formaciones Hualcupén, Riscos Bayos (Tobas Pumíceas, Linares *et al.*, 1999) y Copahue, con los volúmenes relativos de magma extruído.

En el Cuadro 5.VI se muestran datos obtenidos por Linares *et al.* (1999) en la región de Copahue correspondientes al Complejo Volcánico Caviahue.

Cuadro 5.I. Dataciones K-Ar de rocas mesozoicas

MESOZOICO								
MUESTRA	UBICACIÓN	K(%)	Conc ^{40}K	^{40}Ar atm.	^{40}Ar r.	Edad	Error+/-	Error%
710 *	Vilu Mallin	0.61	1,821	42.2	1,019	94	4	4.3
	UBICACIÓN	Litología	K(%)	Peso	^{36}Ar	^{40}Ar r	Edad	Error(+/-)
NH2	Nahueve	Andes.	0.33	0.16	197.0	22.6	167.7	8.2

Cuadro 5.II Dataciones K-Ar de rocas paleógenas

PALEÓGENO								
Muestra	UBICACIÓN	Roca	K (%)	Peso	³⁶ Ar	⁴⁰ Ar rad.	Edad Ma	Error± Ma
NH3C	Cayanta	Andes.	0.45	0.17	30.4	4.19	46.1	2.3
Nh3A	Nahueve	Andes.	0.54	0.19	78.5	11.6	54.2	2.7
Nh90	Nahueve	Dacita	0.23	0.15	80.2	28.4	42.0	2.1
Roca	UBICACIÓN	K(%)	Conc ⁴⁰ K 4.507x10 ⁻⁸ mol/g	⁴⁰ Ar atm.	⁴⁰ Ar 1,253x10 ⁻¹⁰ mol/g	Edad Ma	Error +/-	Error%
O30 *	Arroyo Tracalén	1.51		51.40%		47	2	3.7
O50 *	Cerro Negro	1.13	3,373	30.2	1,031	52	3	6

Cuadro 5.III. Dataciones K-Ar de rocas miocenas.

NEÓGENO								
MIOCENO								
Roca	UBICACIÓN	Litología	K(%)	Peso	³⁶ Ar	⁴⁰ Ar r	Edad Ma	Error± Ma
BM3	Buta Mallin	Andes.	0.78	0.19	172.5	3.83	12.6	0.2
AA8	Ao. Azul	Basalt.	1.59	0.13	88.3	7.21	18.5	0.2
AA1c	C° Columpio	Biot.	1.71	0.05	202.0	7.12	10.8	0.1
AA5	C° Columpio	Aplita	2.24	0.05	152.8	10.95	12.3	0.2
AA1r	C° Columpio	Grand.	1.97	0.08	188.3	9.33	12.1	0.6
AA8*	Vn. Cajón Negro	Basalt.	1.59	0.13	88.3	7.21	18.5	0.2
Roca	UBICACIÓN	K (%)	Conc ⁴⁰ K	⁴⁰ Ar atm.	⁴⁰ Ar rad	Edad	Error +/-	Error %
910 *	El Cholar	1.43	4,269	27.9	0.294	12	1	6.9
O10 *	Cordillera Mandolegüe	0.67	2,000	78.9	0.192	16	1	3.8
O20 *	Cerro Moncol	1.23	3,672	62.6	0.355	17	1	3.5

Cuadro 5.IV. Dataciones K-Ar de rocas pliocenas.

PLIOCENO								
Muestra	Unidad	Litología	K(%)	Peso	³⁶Ar	⁴⁰Ar r	Edad <i>Ma</i>	Error %
M7	Fm. C°. Centinela	Andes.	1.04	0.17	30.45	1.19	2.9	0.2
BS	Fm. C°. Centinela	Andes.	1.16	0.14	40°.11	1.25	2.8	0.1
Bi	Fm. C°. Centinela	Andes.	1.10	0.15	94.92	1.19	2.8	0.1
M5	Fm. Bella Vista	Andes.	1.12	0.13	68.40°	1.25	2.8	0.1
NHi2	Fm. C°. Centinela	Andes.	0.96	0.17	23.14	1.08	2.9	0.2
M1	Fm. Bella Vista	Basalt	0.72	0.14	33.12	0.81	2.9	0.2
M3	Fm. Bella Vista	Basalt.	0.49	0.17	12.04	0.61	3.2	0.2
M4	Fm. Bella Vista	Bas.Ol.	0.61	0.16	17.69	0.68	2.9	0.2
4.2	Fm. Bella Vista	Bas.Ol.	0.67	0.18	19.18	0.68	2.6	0.1

Cuadro 5.V. Dataciones K-Ar de rocas pleistocenas

PLEISTOCENO								
Muestra	Unidad	Litología	K(%)	Peso	³⁶Ar	⁴⁰Ar r	<u>Edad</u> <u>Ma</u>	Error+/-
LCA	Formación Guañaco	Bas.Ol.	0.54	0.17	469.54	1.49	1.4	0.1
LCB	Formación Guañaco	Bas.Ol.	0.67	0.13	11.72	0.30	1.2	0.1
LCC	Formación Guañaco	Bas.Ol.	0.61	0.20	722.67	0.33	1.4	0.2
LCD	Formación Guañaco	Bas.Ol	0.74	0.19	148.50	0.39	1.3	0.1
LoCN	Formación Guañaco	Bas.Ol.	0.77	0.14	65.89	0.36°	1.3	0.1
5.2	Formación Guañaco	Basalt.	0.58	0.45	15.03	0.20	0.9	0.1

Cuadro 5.VI. Geocronología del área del volcán Copahue

Edades radimétricas K-Ar Área del volcán Copahue (Linares <i>et al.</i> , 1999)					
Muestra	Material/Roca	K %	⁴⁰ ArRAD mol/g	10 ⁻¹⁰ ⁴⁰ ArATM %	EDAD Ma
Fm. HUALCUPEN					
CO-10	RT/BA	1,41	0,093	58,2	4,00 ± 0,05
CO-23	RT/BA	1,41	0,105	59,7	4,29 ± 0,05
CO-23	RT/AN	1,19	0,105	69,9	5,08 ± 0,04
CO-32	RT/AN	1,19	0,091	55,8	4,40° ± 0,05
CO-47	RT/BA	1,27	0,125	73,1	5,67 ± 0,07
CO-48	RT/BA	1,80	0,133	92,0	4,26 ± 0,05
CO-48	RT/BA	1,65	0,119	71,3	4,15 ± 0,05
AG-1	RT/BA	1,65	0,136	22,7	4,75 ± 0,05
AG-1	RT/AN	1,18	0,102	52,8	4,98 ± 0,07
CENTRO EFUSIVO LAS MELLIZAS					
CO-22	RT/AN	1,70	0,078	62,2	2,64 ± 0,04
CO-33	RT/AN	1,82	0,082	42,4	2,60 ± 0,05
CO-34	RT/BA	2,58	0,120	77,4	2,68 ± 0,07
TOBAS PUMICEAS (Formación Riscos Bayos)					
CO-1	RT/IR	3,51	0,127	77,8	2,08 ± 0,08
CO-3	RT/IR	3,46	0,188	54,0	2,63 ± 0,10
CO-3	BIO/IR	6,76	0,241	90,6	2,05 ± 0,05
DERRAMES FONDO DE VALLE					
CO-7	RT/ID	2,51	0,071	83,4	1,63 ± 0,05
CO-29	RT/AN	2,65	0,050	79,3	1,09 ± 0,05
CO-49	RT/AN	1,67	0,043	88,0	1,48 ± 0,07
CO-52	RT/AN	2,61	0,037	93,3	0,82 ± 0,08
VOLCÁN COPAHUE					
CO-36°	RT/AN	1,79	0,036	95,5	1,16 ± 0,09

CO-37	RT/DA	2,88	0,038	84,0	0,76 ± 0,07
CO-39	RT/TA	2,34	0,058	27,8	1,23 ± 0,09
CO-40°	RT/AN	2,35	0,035	75,9	0,91 ± 0,07
DOMO ACIDO					
CO-19	RT/RIO	3,53	0,055	77,5	0,90 ± 0,07
CO-20	RT/RIO	3,50	0,067	68,8	1,10 ± 0,09
CERRO BAYO					
Ba-01	RT/RIO	3,22	0,034	94,5	0,62 ± 0,06
CERRO TROLON					
CC-99	RT/AN	0,91	0,010	95,6	0,66 ± 0,07
BIO:biotita; RT: roca total, AN:andesita; BA:basandesita; DA:dacita; ID:igndac.; RIO: riolita					

Dataciones radimétricas K-Ar realizadas por Rovere (1993a y b; 1998) y citadas en Rovere *et al.* (2004a) sobre minerales y roca total se presentan en el Anexo 2 y en los cuadros 5.I., II, III, IV y V. En el Cuadro 5.VI se muestran dataciones K-Ar de la región del volcán Copahue (Linares *et al.*, 1999) realizadas en el Instituto Nacional de Geología Isotópica (INGEIS).

CAPÍTULO 6

6. GEOQUÍMICA

En el presente capítulo se analizan brevemente los aspectos químicos del volcanismo mesozoico y con mayor detalle aquellos del Paleógeno y del Neógeno de la región al oeste de la cordillera del Viento en el “área clave”. Con esta finalidad se analizaron más de 60 muestras de rocas correspondientes a las unidades volcánicas y volcanoclásticas representativas de ese volcanismo. Aquellas destinadas para análisis geoquímicos e isótopos, en su mayoría fueron tratadas para elementos mayoritarios y trazas por fluorescencia de rayos X (XRF) en el Laboratorio de Geoquímica del *Earthquake Research Institute* de la Universidad de Tokio (Japón), en el Laboratorio de la Facultad de Geología de la Universidad de Tokio y en el Instituto de Absorción Atómica de la Universidad de Okayama en Misasa, Japón. En este último se realizaron análisis de isótopos de Ar para mediciones geocronológicas. Aproximadamente diez muestras fueron analizadas y repetidas en el Laboratorio de Química del Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires y dieciocho en los laboratorios del Servicio Geológico de Canadá a través de un convenio con el Servicio Geológico Minero Argentino. También se realizaron dataciones geocronológicas de unas 20 muestras en INGEIS (Instituto Nacional de Geología Isotópica) en Buenos Aires y en laboratorios en Canadá (*Geological Survey of Canada*) a través de convenios bilaterales con SEGEMAR (Servicio Geológico Minero Argentino). Se realizaron mediciones a través de fluorescencia de rayos X (XRF), por espectroscopía ICP y espectroscopia de masas (AES-MS). El detalle de los métodos utilizados como así también los estándares aplicados se describen en los anexos correspondientes.

En la sección 6.I de este capítulo se examinarán las formas en las cuales los datos de elementos mayoritarios de las muestras de rocas son usados en geoquímica orientados a tres finalidades principales: su clasificación petrológica, la construcción de diagramas de variación y como un medio de comparación con composiciones de rocas experimentalmente determinadas, cuyas condiciones de formación son conocidas. La discusión será restringida a los diez elementos tradicionalmente usados como óxidos en un análisis químico de un elemento mayoritario –Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P. Su utilización con los elementos traza en la identificación de ambientes tectónicos será tratada en la sección 6.II de este Capítulo y las determinaciones petrogenéticas más

relevantes en el Capítulo 10: Conclusiones.

La aplicación de la química de elementos mayoritarios a la clasificación de rocas es comúnmente usada en petrología ígnea. La construcción de diagramas de variación expone los datos ploteados en dos o tres variables, p.ej. en un gráfico x - y o triangular. El tercer uso, el ploteo de la composición química de una roca ígnea en un diagrama de fases, asume que la composición química de la roca es invariante a partir del fundido ígneo original. La comparación de las composiciones de roca con límites de fases determinados experimentalmente para fundidos de igual composición bajo un rango de condiciones físicas, puede permitir inferencias sobre las condiciones del fundido y/o la subsecuente historia de cristalización del fundido.

En la sección 6.I de este capítulo se expondrán los datos químicos obtenidos por elementos mayoritarios y elementos trazas. En la segunda parte del capítulo se realizara un análisis más exhaustivo de la geoquímica comparando los rasgos geoquímicos de cada una de las unidades para así explicar y caracterizar la evolución química del volcanismo, principalmente Paleógeno y Neógeno. En la sección 6.III se describirán los análisis isotópicos para las determinaciones geocronológicas K-Ar y un resumen de los resultados obtenidos de cada unidad volcánica estudiada.

En el Cuadro 6.I (ver Anexo) aparecen los valores de todas las rocas analizadas químicamente (elementos mayoritarios y trazas). El Cuadro 6.II comprende el nombre de dichas rocas, su litología, ubicación, la unidad a la que pertenecen y su edad aproximada.

Cuadro 6.II

MESOZOICO			
Muestra	Litología	Ubicación	Unidad/edad
NH2	Andesita	Nahueve	F. Nahueve/Jur.1/2
DNH2	Andesita	Bella Vista	F. Nahueve/Jur.1/2
UNH2	Andesita	Nahueve	F. Nahueve/Jur.1/2
NH1	Andesita	Nahueve	F. Nahueve/Jur.1/2
710/070	Basalto	Leolelvún	F. Epu Lauquen/Cret.

PALEÓGENO			
Muestra	Litología	Ubicacion	Unidad/Edad
NH3A	Andesita basáltica	Los Carrizos (colada)	G. Molle/F.Cayanta /Paleoceno-Eoceno
NH4A	Basalto	Los Carrizos (colada)	G. Molle/F.Cayanta /Paleoceno-Eoceno
050	Basalto (Olivínico)	A° Tracalén-Maloñehue	G. Molle – volcanes /Paleoceno-Eoceno
UPalao 1	Andesita	A° Palao-A° Blanco	G. Molle – volcanes /Paleoceno-Eoceno
Palao 2	Andesita basál.	Río Lileo-El Palao	G. Molle – volcanes /Paleoceno-Eoceno
030 CoNegro	Andesita	C°Negro-C°ElConvento	G. Molle – volcanes /Paleoceno-Eoceno
NH3C	Basalto	Nahueve	G. Molle/F.Cayanta /Paleoceno-Eoceno
NH3B2	Andesita traquit.	Nahueve	G. Molle (diques los Carrizos)/Paleoceno- Eoceno
NH90	Dacita	Bella Vista	G. Molle /Paleoceno-Eoceno
NH3B1	Traquidacita	Nahueve	G. Molle (los Carrizos) /Paleoceno-Eoceno

NEÓGENO			
MIOCENO			
Muestra	Litología	Ubicacion	Unidad/Edad
AA8	Basalto	A° Azul	B. A° Azul /F. Trapa-Trapa Mioceno bajo
AA7	Andesita basáltica	A° Azul	B. A° Azul /F. Trapa-Trapa Mioceno.
Bu3	Basalto	Buraleo	B. A° Buraleo /F. Trapa – Trapa Mioceno.
020	Traquiandesita	C° Moncol	Andesita Co. Moncol / F. Trapa-Trapa Mioceno.
UAER-016 /010	Basalto (<u>conos</u>)	Mandolegië	Basalto Mandolegië Pleistoceno
MC1	Andesita	Mandolegië	Basalto Mandolegië Pleistoceno
BM3	Andesita basáltica	Buta Mallín	F. Trapa-Trapa Mioceno medio-sup.
AA5	Granodiorita	C° Columpio	Gd. C° Columpio Mioceno sup.
AA1	Granodiorita	C° Columpio	Gd. C° Columpio Mioceno sup.
AA1''	Biotita (10,8 Ma)	C° Columpio	Gd. C° Columpio Mioceno sup.
AA80	Tonalita	C° Columpio	Gd. C° Columpio Mioceno.
910	Andesita	El Cholar-Reñileo	F.Trapa-Trapa/F. Mandolegië Mioceno medio-sup.
030	Andesita	Ao. Tracalén	F. Trapa-Trapa Mioceno medio-sup.
050	Andesita	Cerro Negro	F. Trapa-Trapa Mioceno medio-sup.

PLIOCENO			
Muestra	Litología	Ubicacion	Unidad/Edad
NHi2	Andesita	Centinela Huaraco	F. Cerro Centinela / Plioceno
Bi	Andesita	Vn. Centinela	F. Cerro Centinela / Plioceno
BSNHi	Andesita	Vn. Centinela	F. Cerro Centinela / Plioceno inf-medio
M5	Andesita	Centinela Bella Vista	F. Bella Vista / Plioceno sup
M7	Andesita	Centinela-B. Vista	F. Cerro Centinela / Plioceno
5.1 Al.	Basalto	Centinela V. Nahueve	F. Bella Vista / Plioceno sup
4.2	Basalto	Centinela B. Vista	F. Bella Vista / Plioceno sup
M3	Basalto	Centinela B. Vista	F. Bella Vista / Plioceno sup
UAER-920	Andesita	Trocomán	F. Bella Vista / Plioceno sup
M4	Basalto	Centinela Bella Vista	F. Bella Vista / Plioceno sup
PLEISTOCENO			
Muestra	Litología	Ubicacion	Unidad/Edad
LCA	Basalto Olivínico	Vn. Guañaco	Fm. Guañaco/ Pleisto.
LCB	Basalto Olivínico	Vn. Guañaco	Fm. Guañaco/ Pleisto.
LCC	Basalto Olivínico	Vn. Guañaco	Fm. Guañaco/ Pleisto.
LCD	Basalto Olivínico	Vn. Guañaco	Fm. Guañaco/ Pleisto.
LOCN	Basandesita	Vn. Guañaco	Fm. Guañaco/ Pleisto.
5.2	Basalto	Centinela Bella Vista	Fm. Guañaco/ Pleisto.
2W	Andesita	Agua de Los Sapos	Fm. Guañaco/ Pleisto.
i4	Basalto	Arroyo Trohunco	Fm. Guañaco/ Pleisto.
UAER-Ha8	Andesita	Arroyo El Catreo	Fm. Guañaco/ Pleisto.

Cuadro 6.II. Nombres, litología, ubicación, unidad y edad aproximada de las rocas analizadas químicamente (ver valores analíticos en Anexo Geoquímica).

6.I. ELEMENTOS MAYORITARIOS

Las muestras seleccionadas son representativas y fueron elegidas luego de un minucioso análisis petrográfico descartando aquellas que presentaran minerales de alteración con el fin de realizar con precisión la medición cuantitativa de los óxidos de elementos mayoritarios (véanse Cuadro 6.II y Tabla 6.I en **Anexo II**). Dichas muestras provienen de los perfiles levantados en las áreas mapeadas y algunas de ellas fueron tomadas en sectores aledaños donde también afloran las unidades descriptas.

Los resultados de los análisis químicos están expresados libres de agua (base anhidra) y CO₂ (véase Cuadro 6.I) y fueron recalculados al 100% en los casos en que los diagramas lo requerían.

Diagramas de clasificación TAS (Le Maitre 1989).

Estos diagramas son utilizados como clasificación química y nomenclatural de las rocas volcánicas utilizando total álcalis vs. sílice (diagrama TAS, Le Maitre 1989) para las rocas de las unidades mesozoicas, sección 6.I.1 (Figura 6.I.11), paleozoicas, sección 6.I.2 (Figura 6.I.21), miocenas, sección 6.I.3 (Figura 6.I.31), pliocenas, sección 6.I.4 (Figura 6.I.41) y pleistocenas, sección 6.I.5 (Figura 6.I.51).

Q= Cuarzo normativo. Ol= Olivina normativa, T= Traquita y Traquidacita (Q < 20%) , R= Riolita, O1= Andesita basáltica, O2= Andesita, O3= Dacita, S1= Traquibasalto, S2= Traquiandesita basáltica, S3= Traquiandesita, Ph= Fonolita, U3= Tefrofonolita, U2= Fonotefrita, U1= Tefrita (Ol < 10%) ó Basanita (Ol < 10%) y Pc = Picrobasalto. En la base de su contenido en sílice se clasifican según Pecerrillo y Taylor (1976) en Ultrabásico= < 45% SiO₂, Básico entre 45 y 52 % SiO₂, Intermedio entre 52 y 63 % de SiO₂ y Ácido > 63 % SiO₂.

Estos diagramas son apropiados para rocas volcánicas comunes. No es apropiada su utilización en rocas ricas en K y con alto contenido en Mg. Los análisis fueron recalculados al 100% en una base libre de CO₂ y H₂O. Para rocas plutónicas es también útil como clasificación si bien no coinciden sus límites con los diagramas de Cox *et al.* (1979) adaptados de Wilson (1989).

Diagramas para rocas subalcalinas K_2O vs SiO_2 (Le Maitre 1989)

Las subdivisiones de las rocas subalcalinas usando diagramas K_2O vs SiO_2 (Le Maitre 1989) muestran los campos de Bajo K (serie toleítica de Rickwood, 1989), K Medio y Alto (serie calcoalcalina de Rickwood, 1989). Estos diagramas se utilizan para las suites de rocas mesozoicas en la sección 6.I.1 (Figura 6.I.12), paleozoicas en la sección 6.I.2 (Figura 6.1.22), miocenas en la sección 6.I.3 (Figura 6.1.32), pliocenas en la sección 6.1.4 (Figura 6.1.42) y pleistocenas en la sección 6.I.5 (Figura 6.1.52).

Diagramas Alcalino - Subalcalino (Irvine y Baragar, 1971).

En el diagrama de discriminación de álcalis ($K_2O + Na_2O$) vs SiO_2 se adoptó la fórmula de Irvine y Baragar (1971) donde se define la curva de subdivisión de las rocas volcánicas en alcalinas y subalcalinas. Estos diagramas se utilizan para las suites de rocas mesozoicas en la sección 6.I.1 (Figura 6.I.13), paleozoicas en la sección 6.I.2 (Figura 6.I.23), miocenas en la sección 6.I.3 (Figura 6.I.33), pliocenas en la sección 6.1.4 (Figura 6.I.43) y pleistocenas en la sección 6.I.5 (Figura 6.I.53).

Diagramas AFM. (Álcalis-FeO total-MgO)

El diagrama es utilizado para discriminar trenes de diferenciación toleíticos y calcoalcalinos en las series de magmas subalcalinos. Kuno (1968) e Irvine y Baragar (1971) realizaron diagramas AFM. para distinguir las rocas entre las series calcoalcalinas y toleíticas. En el diagrama AFM. de Kuno (1968) la curva límite conduce a un área más restringida para la suite toleítica; en este trabajo se utilizará el modelo de Irvine y Baragar (1971). AFM. toma su nombre de los óxidos ploteados en sus ápices, Álcalis ($Na_2O + K_2O$), óxidos de Fe ($FeO + Fe_2O_3$) y MgO. Los parámetros ploteados están calculados por la suma de los óxidos y luego recalculado cada uno como un porcentaje de la suma. $F=Fe\ total = (FeO + Fe_2O_3)$. Estos diagramas se utilizan para las suites de rocas mesozoicas en la sección 6.I.1 (Figura 6.I.14), paleozoicas en la sección 6.I.2 (Figura 6.1.24), miocenas en la sección 6.I.3 (Figura 6.1.34), pliocenas en la sección 6.1.4 (Figura 6.1.44) y pleistocenas en la sección 6.I.5 (Figura 6.1.54).

6.I.1 FORMACIONES NAHUEVE Y EPU LAUQUEN (MESOZOICO)

Estas unidades representan eventos volcánicos ocurridos durante el Jurásico medio y Cretácico superior al oeste y sur de la cordillera del Viento. Las rocas volcánicas mesozoicas corresponden al campo subcalcalino según el diagrama de Irvine y Baragar (1971) de la Figura 6.I.13. Las más próximas al límite alcalino en dicho diagrama son las rocas cretácicas con 50,70% de SiO₂ y 4,23 % de álcalis. Según los diagramas de Le Maitre (1989) en las Figuras 6.I.11 y 6.I.12 las rocas jurásicas son clasificadas como andesitas basálticas y andesitas de bajo K, salvo NH1 de medio K, mientras que las cretácicas son clasificadas únicamente como basaltos. En el diagrama AFM. de Irvine y Baragar, 1971 (Figura 6.I.14) todas las rocas mesozoicas se ubican en el campo calcoalcalino.

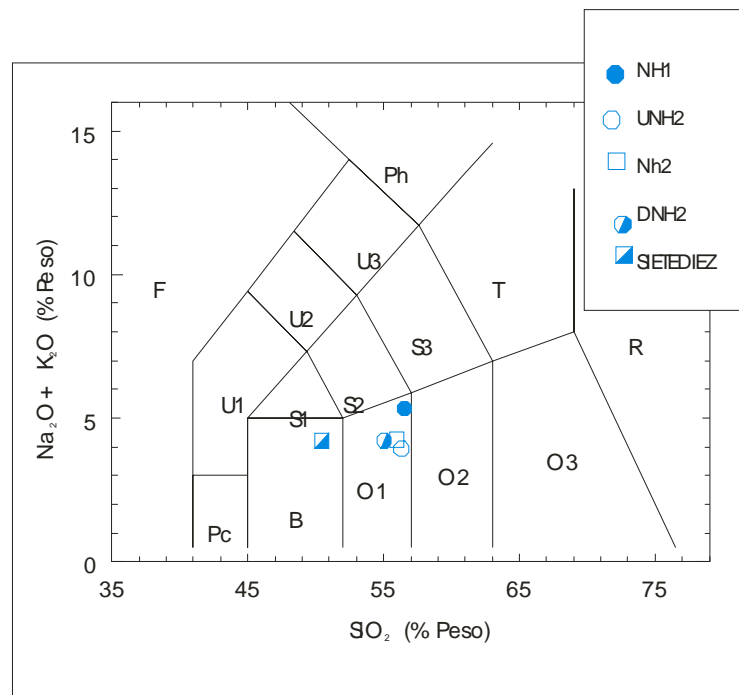


Figura 6.I.11 Diagrama TAS (Le Maitre 1989) Na₂O + K₂O vs. SiO₂ para las rocas de las Formaciones Nahueve y Epu Lauquen. La muestra (M710) cretácica, ocupa el campo B= basalto, las muestras restantes (Formación Nahueve, Jurásico) ocupan el campo O1 (andesita basáltica).

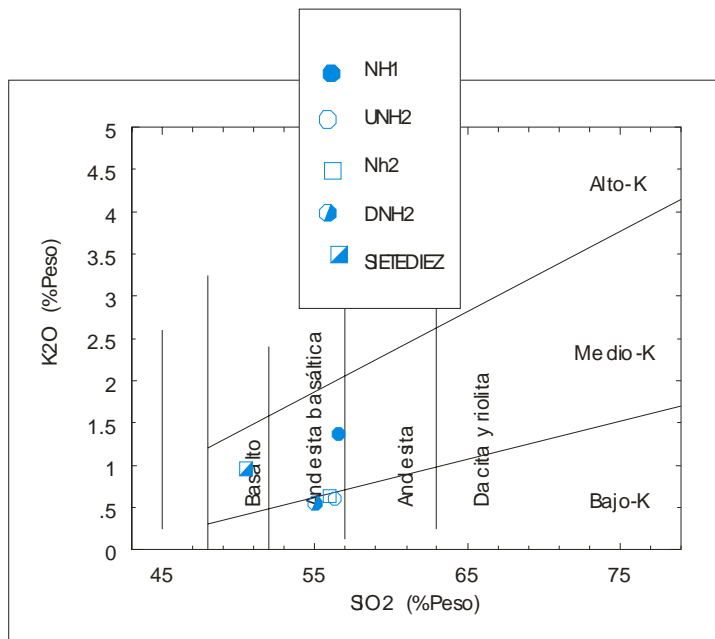


Figura 6.I.12 Diagrama de subclasificación adaptado de Le Maitre (1989) para las rocas volcánicas de las Formaciones Nahueve y Epu Lauquen.

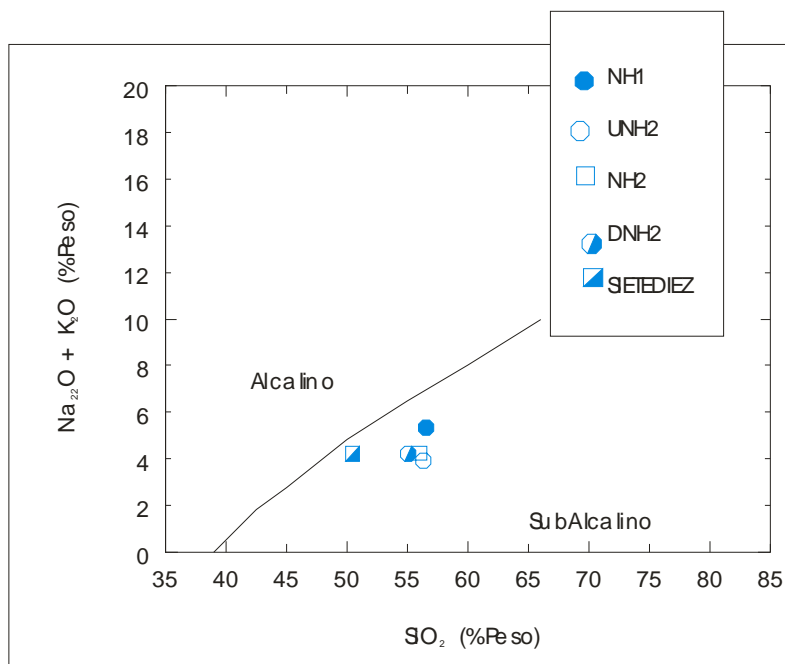


Figura 6.I.13 Diagrama de subclasificación de álcalis ($Na_2O + K_2O$) vs SiO_2 para las rocas volcánicas mesozoicas. Los basaltos cretácicos se aproximan más hacia el límite del campo de rocas alcalinas.

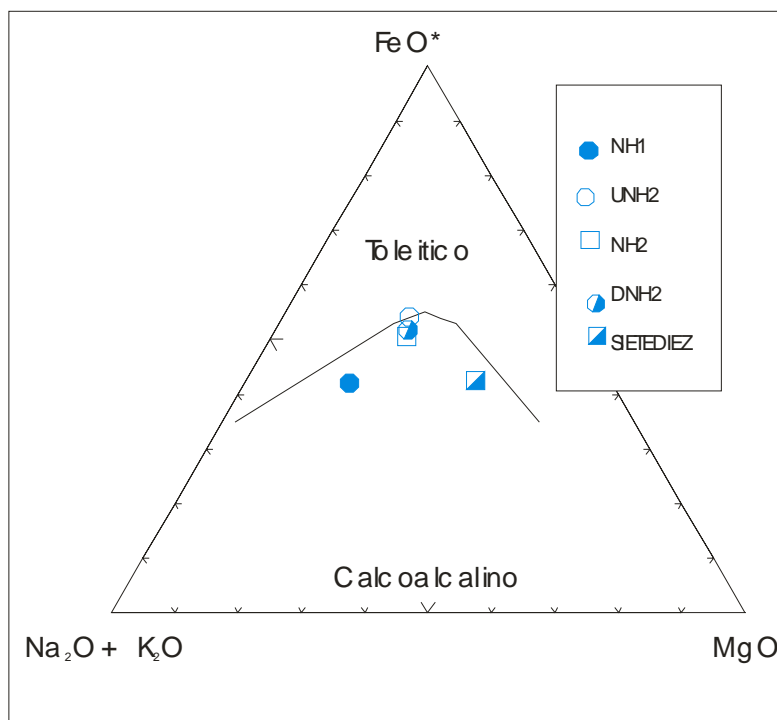


Figura 6.I.14 Diagrama AFM. según Irvine y Baragar (1971) para las rocas volcánicas Mesozoicas.

6.I.1.i Comparación regional de las volcanitas mesozoicas

Los volcanes de la Formación Nahueve presentan características geoquímicas calcoalcálicas, andesíticas. La geoquímica del volcanismo Jurásico inferior del sureste de cordillera del Viento (Formación La Primavera) no ha sido analizada. La información disponible (Suárez y De la Cruz, 1987) indica la presencia de basaltos y “*pillow lavas*” desarrollados en ambiente subácueo (marino). Durante el Jurásico medio la composición de los magmas muestra mayor alcalinidad y acidez, resultado de su grado de diferenciación.

Las rocas cretácicas son de carácter más básico y en los porcentajes de elementos mayoritarios se observan tendencias menos diferenciadas respecto a la evolución geoquímica durante el Jurásico medio.

6.I.2. Volcanitas paleógenas

El Grupo Molle representa uno de los eventos más particulares de la región oriental del valle del río Nahueve, en la región del arroyo Palao, en el cerro Negro, en

los niveles basales de la Cordillera de Mandolegüe y en las localidades de El Cholar y El Huecú tanto por su litología como por su uniformidad geoquímica. Es por ello que la descripción geoquímica de este grupo se presenta en la Tabla 6.I (Véase **Anexo II**). Asimismo se describirán en este ítem, las características generales de la geoquímica de elementos mayoritarios de diques y flujos lávicos (Sección 6.I.2.i y 6.I.2.ii), coetáneos con el magmatismo (volcánico y subvolcánico) del Grupo Molle.

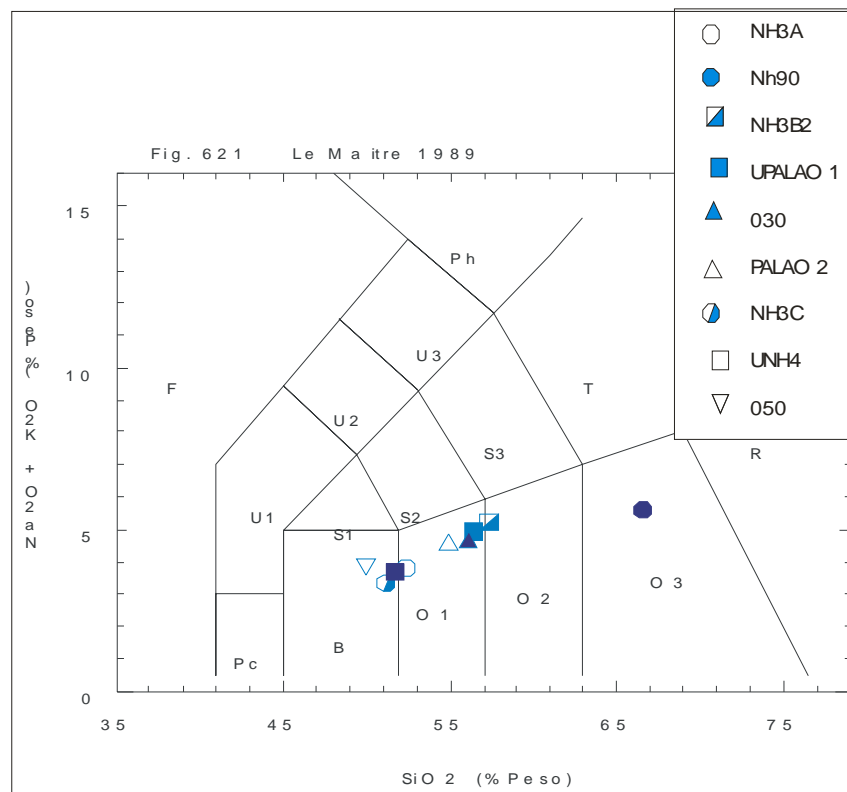


Figura 6.I.21. Diagrama TAS (Total Álcalis vs. Sílice) de Le Maitre 1989. La muestra NH90 ocupa el campo O3 (Dacita), las restantes ocupan principalmente los campos B y O1 (Basaltos y Andesitas basálticas).

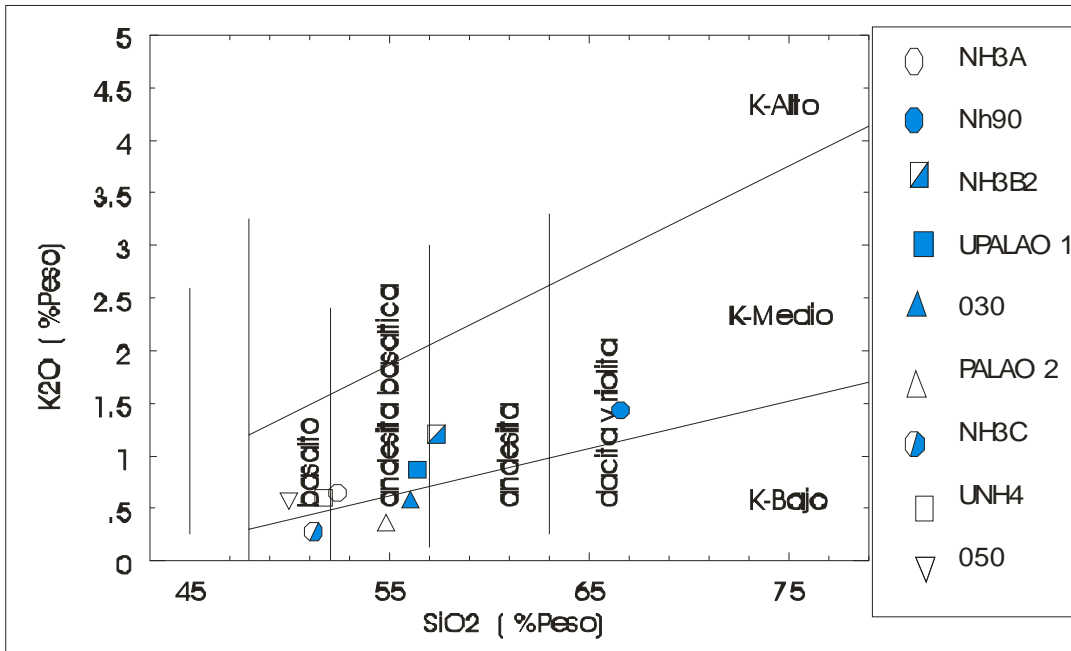


Figura 6.I.22 Diagrama de Le Maitre 1989. Las rocas se ubican en el campo de basaltos, basaltos andesíticos, andesitas y dacitas. Los términos más básicos (NH3C, Palao 2 y 030 ocupan los campos de K bajo), las muestras restantes ocupan los campos correspondientes a K medio.

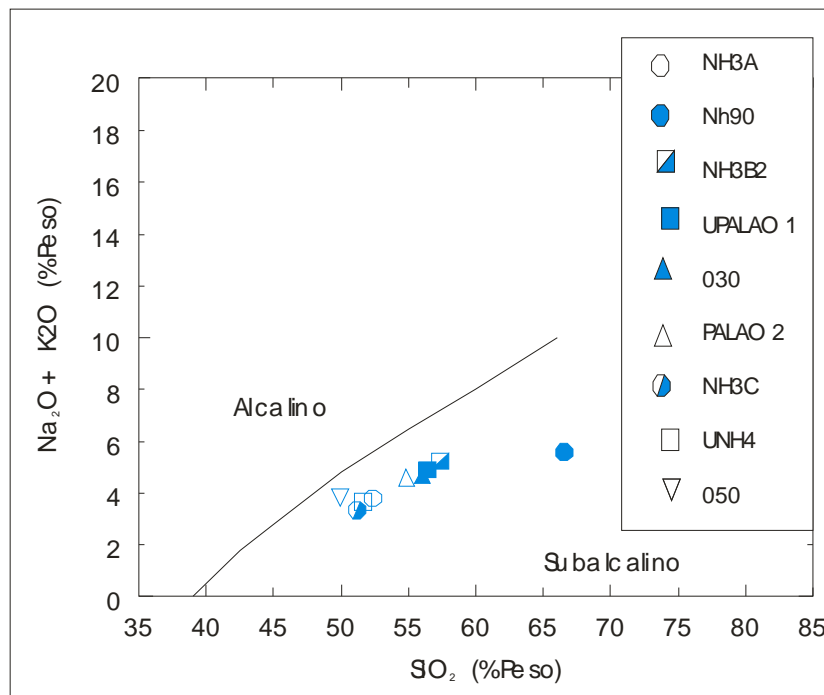


Figura 6.I.23 En el diagrama de Irvine y Baragar (1971) se observan todas las rocas volcánicas de edad paleógena correspondientes al campo subalcalino.

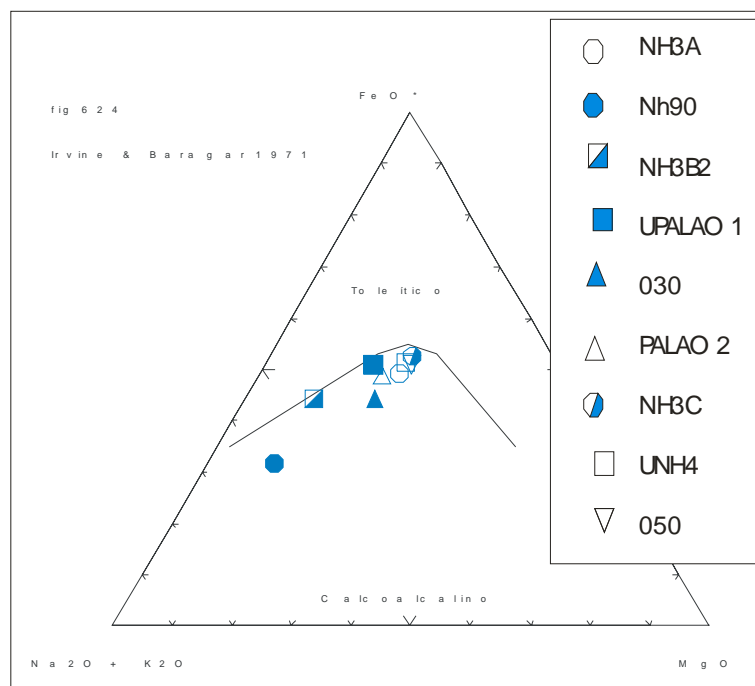


Figura 6.I.24 En el diagrama AFM. (Irvine y Baragar, 1971), se observan las rocas paleógenas en el campo calcoalcalino.

6.I.2.i. Grupo Molle

La Formación Cayanta en esta región está integrada por andesitas basálticas, andesitas y traquitas con rasgos químicos muy homogéneos durante todos los episodios eruptivos reconocidos. Las rocas que componen las coladas, particularmente las formadas por flujos y domos lávicos son las más básicas y presentan entre 50,8 y 52 % de SiO₂, este último valor corresponde a rocas próximas a centros eruptivos. El K₂O es muy bajo (0,3 a 0,6 %), el Na₂O varía entre 3,0 y 3,1 %, mientras que el contenido del Al₂O₃ es de 20 a 21,5 %. El FeO es relativamente alto para estas rocas basálticas, varía entre 7,6 y 8,3 %, mientras que el MgO, presenta valores entre 3,3 y 3,5 %.

Las rocas que conforman los diques ubicados en Los Carrizos corresponden a andesitas y traquitas dacíticas cuyo contenido de SiO₂ varía entre el 56% y el 66 %. El Al₂O₃ posee valores que oscilan entre 16,1 y 20,6 %, el contenido de K₂O es bajo (1,2 a 1,4 %) y el del Na₂O es moderado (3,9 a 4,1 %). Estos diques, de características más ácidas, no poseen grandes diferencias en el contenido de FeO con los flujos, el cual varía entre 3,4 y 6 % mientras que el MgO es bajo entre 0,8 y 2,1 % en el dique más moderno.

Este volcanismo muestra una tendencia subalcalina a partir de sus rasgos

químicos tal como se observa en el diagrama correspondiente de la Figura 6.I.23. Por su parte, si se plotean estas volcánitas paleógenas en el diagrama AFM. (Figura 6.a.1.i.) se observa una tendencia calcoalcalina para este magmatismo.

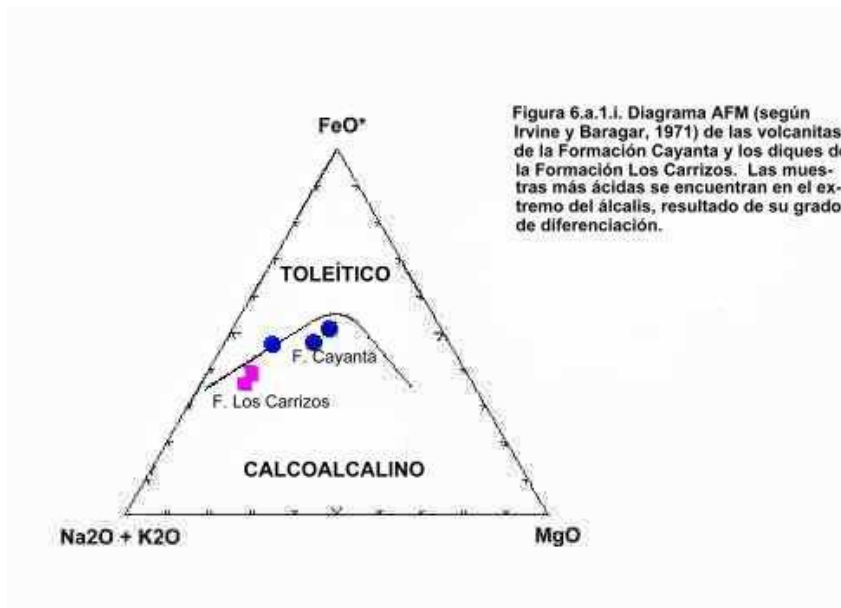


Figura 6.a.1.i. Diagrama AFM. Volcánitas de la Formación Cayanta y diques de Los Carrizos (Irvine y Baragar, 1971).

6.I.2.ii. Volcánitas de los cerros Negro, Bonete, El Convento y basaltos del Arroyo Tracalén

Integradas por basaltos, andesitas basálticas y andesitas con rasgos químicos muy homogéneos durante todos los episodios eruptivos reconocidos.

Los basaltos del arroyo Tracalén constituyen la primera mención de volcanismo paleógeno y por lo tanto, resulta de interés presentar sus características químicas y realizar una primera comparación entre éstos y las volcánitas del cerro Negro-Bonete-El Convento, de diferente edad pero ambos de tendencia alcalina. Es por ello que se presentan los análisis de mayoritarios de dos muestras provenientes de afloramientos localizados en la entrada del valle de las Damas, al sur del Cerro Maloñehue y en la región de los cerros Negro y El Convento.

Las rocas que componen las coladas del arroyo Tracalén, son las más básicas y presentan un promedio de 50 % de SiO₂, este último valor corresponde a rocas próximas a centros eruptivos. El K₂O es muy bajo (0,6 %), el Na₂O promedia 3,2%, mientras que el contenido del Al₂O₃ es de 21,7 %. El FeO es relativamente alto para estas rocas basálticas, con 8,78 %, mientras que el MgO, presenta valores que oscilan en 3,8%.

Por su parte, las rocas que conforman el volcanismo en la región de los cerros Negro, Bonete y El Convento corresponden a andesitas con mayor porcentaje de fenocristales de piroxeno (augita-hipersteno) cuyo contenido de SiO₂ promedia el 56 %. La Al₂O₃ posee valores que oscilan en el 19%, el contenido de K₂O es muy bajo (0,6 %) y el del Na₂O es moderado (4,1 %). Estos flujos, de características más ácidas, no poseen grandes diferencias en el contenido de MgO con los basaltos, con un 3 % mientras que el FeO es algo menor con 6,79 %. En el diagrama AFM. (Figura 6.a.1.ii) las volcanitas del cerro Palao muestran una tendencia toleítica respecto a las del arroyo Tracalén y cerro Negro.

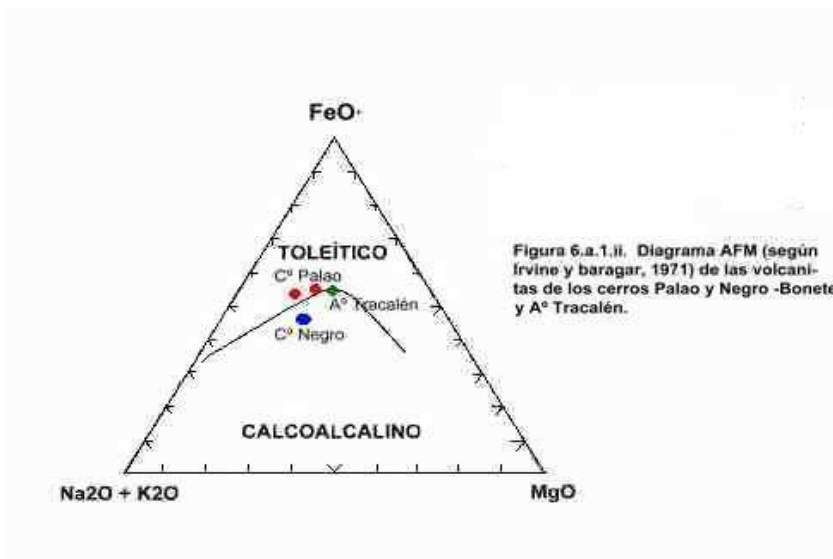


Figura 6.a.1.ii Diagrama AFM. (Irvine y Baragar, 1971), volcanitas de los cerros Palao (Mioceno) Negro y Bonete y arroyo Tracalén.

El volcanismo occidental del Grupo Molle implica los afloramientos ubicados en el margen occidental del área de estudio que aparecen entre los cerros Negro-Bonete-El Convento hasta el arroyo Tracalén. Consiste en andesitas con rasgos químicos muy homogéneos.

6.1.2.iii. Comparación regional de las volcanitas paleógenas

El análisis geoquímico de las unidades que conforman el Grupo Molle en la región, demuestra que si bien ellas presentan características homogéneas pueden diferenciarse según puede observarse en las Figuras precedentes. La presencia de unidades paleógenas al sur de la cordillera de Reñileuvú (1700 m.s.n.m), en la región del cerro Bonete presenta dificultades en la interpretación evolutiva y tectónica del

Grupo Molle (Serie Andesítica) en el marco andino de la Patagonia Septentrional. No obstante los caracteres petrológicos y geoquímicos conservan sus rasgos, al igual que toda la Serie Andesítica de los Andes. Por lo tanto, las interpretaciones geoquímicas confirman la presencia del Grupo Molle en el arco orogénico.

6.I.3. UNIDADES MAGMÁTICAS MIOCENAS

El análisis geoquímico del volcanismo mioceno corresponde a los flujos lávicos diques y filones capa provenientes de los volcanes de las regiones del arroyo Azul, ríos Buraleo, Buta Mallín y Trocomán, a los mantos ignimbríticos del área del cerro Bonete, Paso Pichachén, centros aislados al noreste del volcán Copahue y la cordillera de Mandolegüe.

El volcanismo mioceno está integrado principalmente por andesitas y andesitas basálticas con rasgos químicos muy homogéneos. Las rocas de la sección inferior, particularmente las vinculadas al plutón mioceno del cerro Columpio, volcanes del arroyo Azul y coladas del arroyo Buraleo, son las más básicas y presentan entre 49 y 55% de SiO_2 , este último valor corresponde a rocas de un sector de las coladas más antiguas del cono volcánico de La Escondida. El K_2O es bajo (0,6 a 1,4 %), el Na_2O varía entre 2,7 y 3,5 %, mientras que el contenido del Al_2O_3 varía entre 17,3 y 17,7 %. El FeO es relativamente alto para estas rocas basálticas, varía entre 6,7 y 10 %, mientras que el MgO , presenta valores entre 4,3 y 7,4 %. Los análisis de elementos mayoritarios de dos muestras provenientes de afloramientos localizados en la entrada del valle del arroyo Palao en su desembocadura con los ríos Lileo y Buta Mallín, y sobre el río Lileo presentan valores entre 54 y 56% de SiO_2 , este último valor corresponde a muestras próximas a un centro eruptivo (cráter o caldera). El K_2O es muy bajo (entre 0,86 y 0,36° %), el contenido de Na_2O se encuentra entre 4,23 y 4,02 %, mientras que el contenido del Al_2O_3 oscila entre 17,7 y 18,8 %. El FeO es relativamente alto para estas rocas, (8,21 y 8,94 %) mientras que el MgO presenta valores que oscilan entre 2,88 y 3,16 %.

Por su parte, las rocas de la sección del cerro Palao, Buta Mallín y las coladas del arroyo Trocomán y cordillera de Mandolegüe corresponden a valores que alternan entre basaltos y andesitas cuyo contenido de SiO_2 varía entre el 49,2 y el 57 %. El Al_2O_3 posee valores que oscilan entre 17 y 19 %, el contenido de K_2O es bajo (0,8 a 1,8 %) y el del Na_2O moderado (3,4 a 4,0 %). Estas lavas, de características equivalentes,

no poseen grandes diferencias en el contenido de FeO con las lavas del cerro Columpio, el cual varía entre 7,7 y 11%, mientras que el MgO no supera valores de 6,1%.

De acuerdo al diagrama de clasificación TAS (Figura 6.I.31), las rocas volcánicas miocenas se clasifican como basaltos, andesitas y dacitas. Esto concuerda con las características petrográficas observadas. Por su parte, en el diagrama K_2O vs SiO_2 de Le Maitre (1989), las rocas volcánicas intermedias y básicas se ubican en el campo de medio K. (Figura 6.I.32).

El volcanismo mioceno muestra una tendencia subalcalina a partir de sus rasgos químicos, tal como se observa en el diagrama correspondiente de Irvine y Baragar (1971) de la Figura 6.3.3. Por su parte, si se plotean estas volcanitas miocenas en el diagrama AFM. (Figura 6.3.4), se observa una tendencia calcoalcalina para este magmatismo, salvo en la muestra BM3 con tendencias toleíticas.

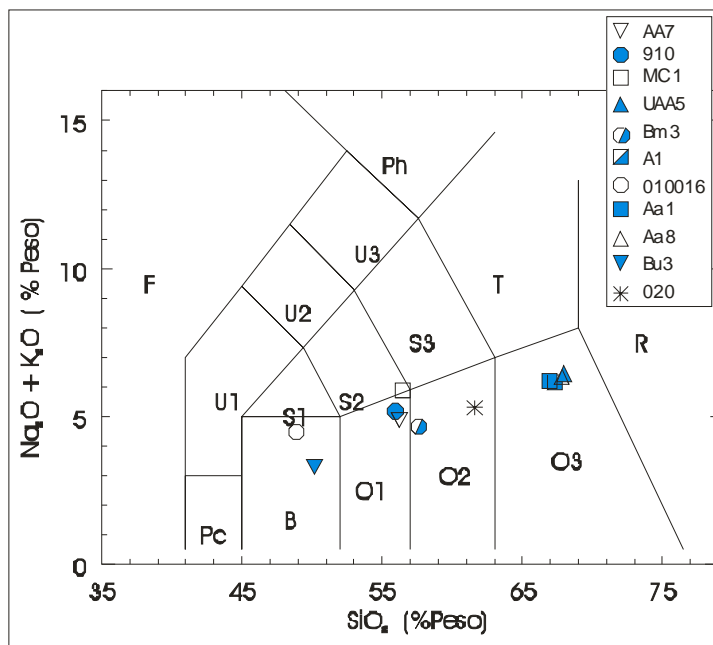


Figura 6.I.31 Diagrama TAS (Total Álcalis vs. Sílice) de Le Maitre (1989) para las rocas magmáticas miocenas.

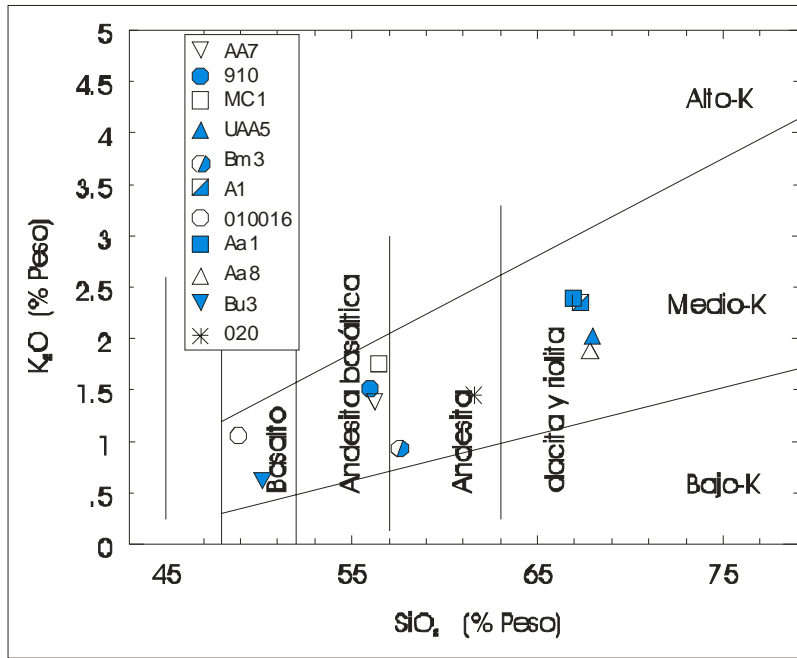


Figura 6.I.32 (Le Maitre 1989). Las rocas miocenas se ubican en el campo de basaltos, basaltos andesíticos, andesitas y dacitas-riolitas de K medio.

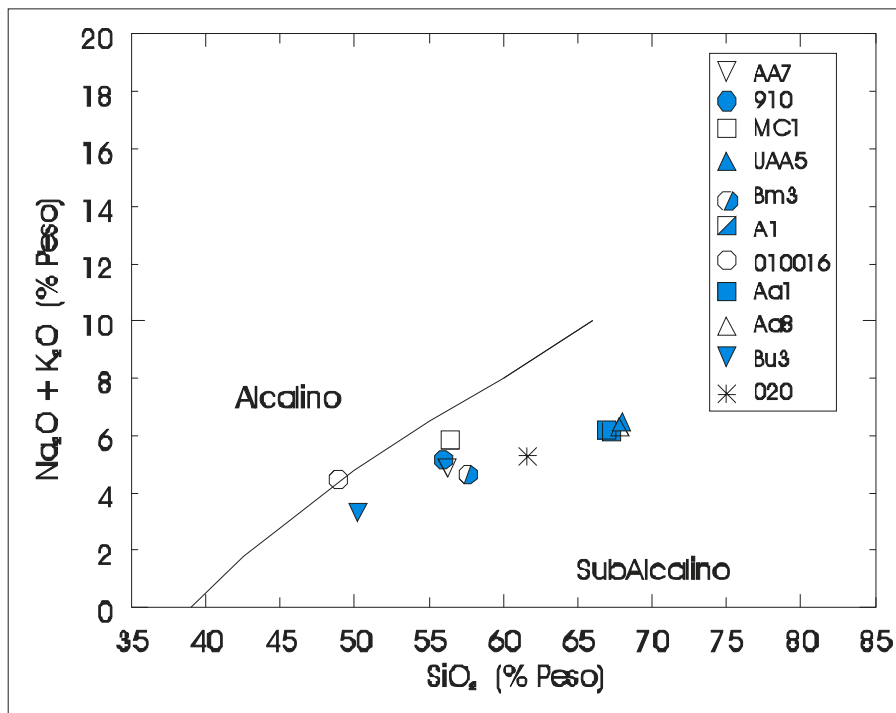


Figura 6.I.33 En el diagrama de Irvine y Baragar (1971) se observan todas las rocas volcánicas de edad miocena correspondientes al campo subalcalino.

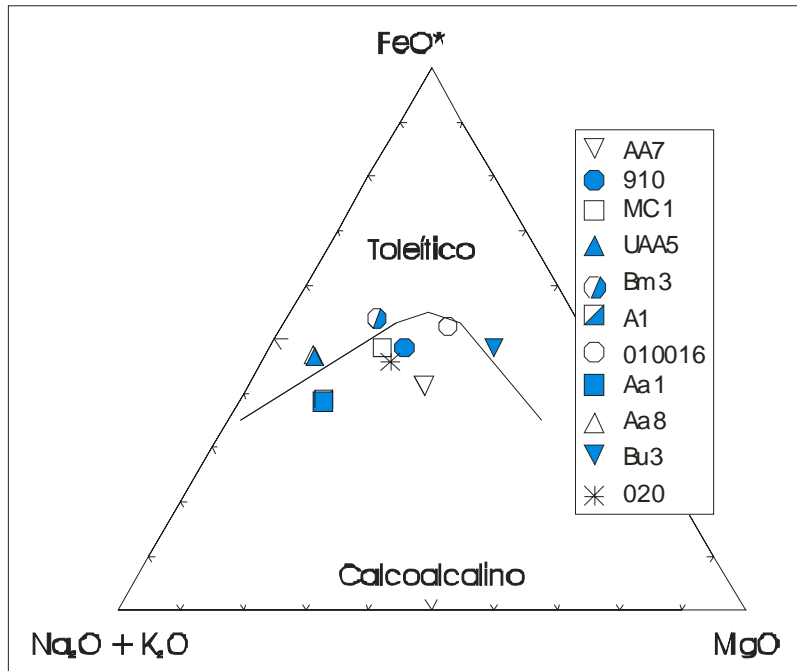


Figura 6.I.3.4 En el diagrama AFM. (Irvine y Baragar, 1971), se compara el comportamiento toleítico vs. calcoalcalino de las rocas magmáticas miocenas.

En la Figura 6.I.34 se observa que el magmatismo de Buta Mallín (muestra Bm3) ocupa el campo de las rocas toleíticas. Las rocas con mayor contenido de álcalis corresponden a los granitoides del arroyo Azul y al cerro Columpio en ambos campos. El basalto más básico obtenido en este muestreo posee una tendencia toleítica (Bu3) posiblemente debido a los alto porcentaje de FeO y MgO.

Las muestras UAA5, A1 y Aa1 son granitoides de la Granodiorita Cerro Columpio y están ploteadas de modo ilustrativo.

En la Figura 6.I.34 se observan las tendencias calcoalcalinas de las rocas de la cordillera de Mandolegüe, (MC1 y 010/016), las que se distribuyen en los altos de El Cholar y El Huecú, con numerosos conos monogénicos basálticos y andesíticos.

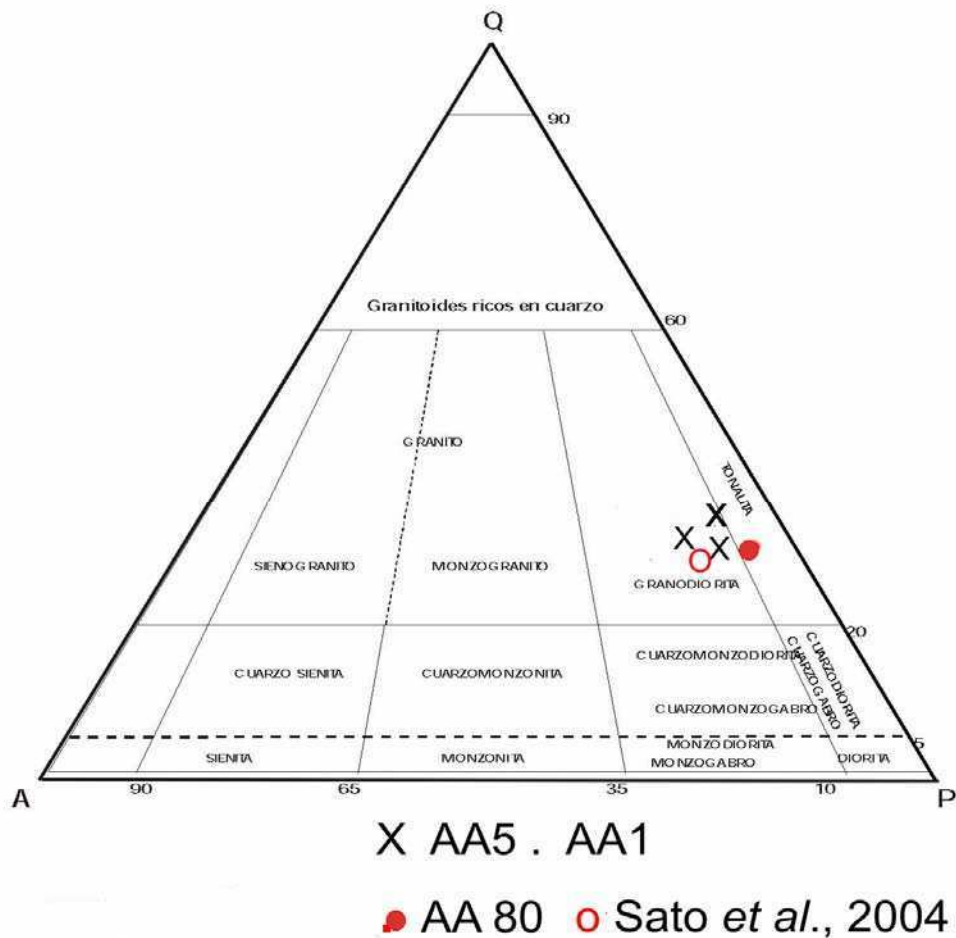


Figura 6.I.3.5 En el diagrama A: Feldespatos alcalinos -Q: Cuarzo - P: Plagioclasa de Streckeisen (1976) se observan las rocas de la Granodiorita Cerro Columpio (Rovere *et al.*, 2004a) dentro de los campos granodiorita y tonalita, anillo rojo: granodiorita El Sótano (Sato *et al.*, 2004).

Las rocas de la Granodiorita Cerro Columpio ocupan en el diagrama A-Q-P (Streckeisen 1976) los campos correspondientes a granodiorita (AA1, 2 muestras y AA5) y tonalita (AA80). A modo comparativo se plotearon los datos del plutón El Sótano (Sato *et al.*, 2004) que ocupa también el campo correspondiente a granodiorita.

6.I.3.i. Comparación regional de las rocas magmáticas miocenas

Las volcanitas de la región de Buta Mallin se caracterizan por valores más altos en álcalis y FeO comparados con los de la región del arroyo Buraleo, no obstante ambas presentan tendencias toleíticas.

En Chile pequeños cuerpos plutónicos del occidente de la Hoja Laguna de La Laja (Niemeyer y Muñoz, 1983) y en la zona fronteriza, presenta características geoquímicas similares a las del plutón cerro Columpio constituyendo apófisis de un cuerpo mayor emplazado en profundidad. Más al sur, en la región de Curacautín en Chile, Suárez y Emparán (1997) describieron el Grupo Plutónico Melipeuco conformado por granodioritas y tonalitas, similares a los plutones Miocenos descriptos.

6.I.4. VOLCANITAS PLIOCENAS

Representan los afloramientos más particulares en la región del valle del río Lileo, tanto por su litología como por su uniformidad geoquímica. Para la descripción geoquímica de este grupo se presentan en el Cuadro 6.I (véase Anexo II) los únicos datos químicos existentes, ya que no existen estudios realizados precedentemente, para complementar los datos propios. Asimismo en este ítem se describirán, las características geoquímicas de la Formación Bella Vista (Cuadro 6.II) y de los volcanes pliocenos.

6.I.4.i. Formación Cerro Centinela

Constituye uno de los eventos más particulares en la región del norte de Los Miches, tanto por su litología como por su uniformidad geoquímica. Es por ello que para la descripción geoquímica de este grupo se presentan en el cuadro 6.I los únicos datos químicos existentes, ya que no existen estudios realizados precedentemente, para complementar los datos propios. Asimismo se describirán en este ítem, las características geoquímicas de la Formación Cerro Centinela.

Las rocas de la sección inferior, particularmente las de las coladas de los centros eruptivos Centinela, Huaraco y Pan de Azúcar, son las más básicas y presentan entre 56% y 60% de SiO₂, valor este último que corresponde a rocas de un sector de la base del edificio volcánico. El K₂O es intermedio (1,2 a 1,3 %), el Na₂O varía entre 4,4 y 5,2 %, mientras que el contenido del Al₂O₃ varía entre 17,8 y 18,4 %. El FeO es relativamente alto para estas rocas basálticas, ya que varía entre 6,8 y 8,2 %, mientras que el MgO, presenta valores entre 1,8 y 2,9 %.

Por su parte, las rocas de la sección superior y las coladas superiores corresponden a andesitas cuyo contenido de SiO₂ varía entre el 58 y el 61 %. El Al₂O₃

posee valores que oscilan entre 17 y 18 %, el contenido de K_2O es moderado a bajo (1,3 a 1,4 %) y el del Na_2O moderado (4,8 a 5,2 %). Estas lavas, de características más ácidas, no poseen grandes diferencias en el contenido de FeO con las lavas inferiores, el cual varía entre 6,6 y 7,0, mientras que el MgO no supera valores de 2,9%.

De acuerdo al diagrama de clasificación TAS las rocas básicas de la Formación Cerro Centinela se clasifican como traquiandesita basáltica, traquiandesita y andesita, esto concuerda con las características petrográficas observadas. Por su parte, en el diagrama K_2O vs SiO_2 de Le Maitre (1989) las rocas volcánicas intermedias y básicas se ubican en el campo de medio y alto K.

6.I.4.ii. Formación Bella Vista

Esta unidad, junto con las Formaciones Guañaco y Cerro Centinela constituyen los eventos volcánicos más importantes del “área clave”. Se trata de numerosos minivolcanes monogénicos situados a lo largo del lineamiento del río Nahueve-Trocomán. Tanto por su litología como por su uniformidad geoquímica se los sitúa independientemente en la Formación Bella Vista. Para su descripción geoquímica se presentan los únicos datos químicos existentes, ya que no existen estudios realizados precedentemente, para complementar los datos propios. Asimismo se describirán en este ítem, las características geoquímicas de la Formación Bella Vista (Cuadro 6.1, Anexo).

Las rocas de los centros más alejados del volcán Centinela, particularmente las de los conos monogénicos alineados a lo largo del río Nahueve, son las más básicas y presentan entre 49 y 52 % de SiO_2 . Este último valor corresponde a rocas del sector interno de un dique ubicado en la pared oriental del cráter. El K_2O es bajo (0,6 a 0,8%), el Na_2O varía entre 2,8 y 3,6 %, mientras que el contenido del Al_2O_3 es de 16,8 a 18,7 %. El FeO es relativamente alto para estas rocas basálticas, varía entre 9,0 y 10,3 %, mientras que el MgO , muestra los valores más altos reconocidos, con valores entre 7,3 y 7,8 %.

Por su parte, las rocas de los conos más próximos a los cráteres centrales corresponden a andesitas de composición cuyo contenido en SiO_2 varía entre el 54% y el 63%. El Al_2O_3 posee valores que oscilan entre 18,1 y 18,3 %, el contenido de K_2O es bajo a moderado (0,78 a 1,6 %) y el del Na_2O es moderado (3 a 4 %). Estas lavas, de características más ácidas, no poseen grandes diferencias en el contenido de FeO con las

lavas inferiores, el cual varía entre 6,2 y 9,6, mientras que el MgO alcanza valores que no superan el 4%.

De acuerdo al diagrama de clasificación TAS (Figura 6.I.41) las rocas intermedias de la Formación Bella Vista (M920, M5, M7) se clasifican como traquiandesita basáltica, traquiandesita y andesita. Por su parte, en el diagrama K_2O vs SiO_2 de Le Maitre (1989) (Figura 6.I.42) las rocas volcánicas intermedias se ubican en los campos de bajo, medio y alto K.

Este volcanismo Plioceno muestra una tendencia subalcalina a partir de sus rasgos químicos tal como se observa en el diagrama correspondiente de Irvine y Baragar (1971) de la Figura 6.I.43. Por su parte, si se plotean estas volcanitas pliocenas en el diagrama AFM. (Figura 6.I.44) se observa una tendencia calcoalcalina.

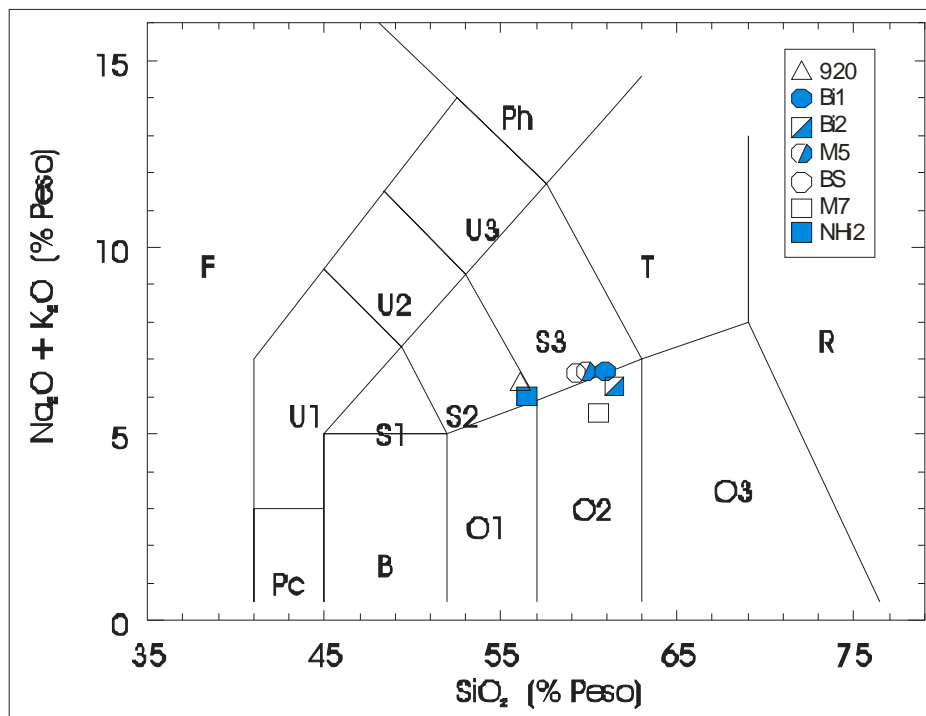


Figura 6.I.41 Diagrama TAS (Total Álcalis vs. Sílice) de Le Maitre 1989 para las rocas volcánicas de la Formación Bella Vista y la Formación Cerro Centinela.

La clasificación química y nomenclatura de las rocas volcánicas utilizando álcalis vs. sílice (Le Maitre 1989), diagrama TAS. En la Figura 6.I.41, todas las muestras pliocenas ocupan el campo del límite alcalino-subalcalino andesita basáltica-traquiandesita basáltica-andesita.

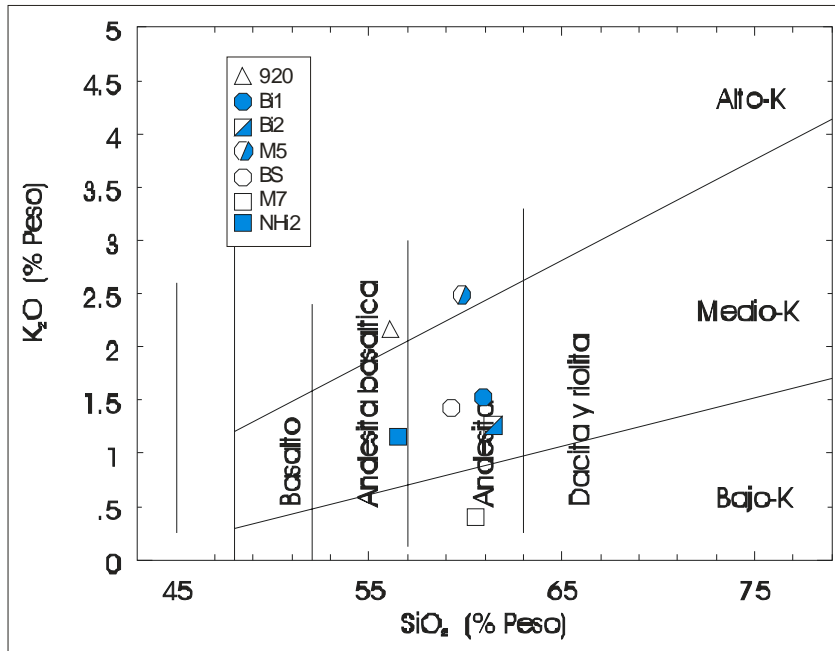


Figura 6.I.42 Diagrama de Le Maitre 1989. Las rocas se ubican en el campo de basaltos andesíticos y andesitas de K medio, las muestras M7: andesita de bajo K, 920: andesita basáltica y M5: andesita, ambas de alto K.

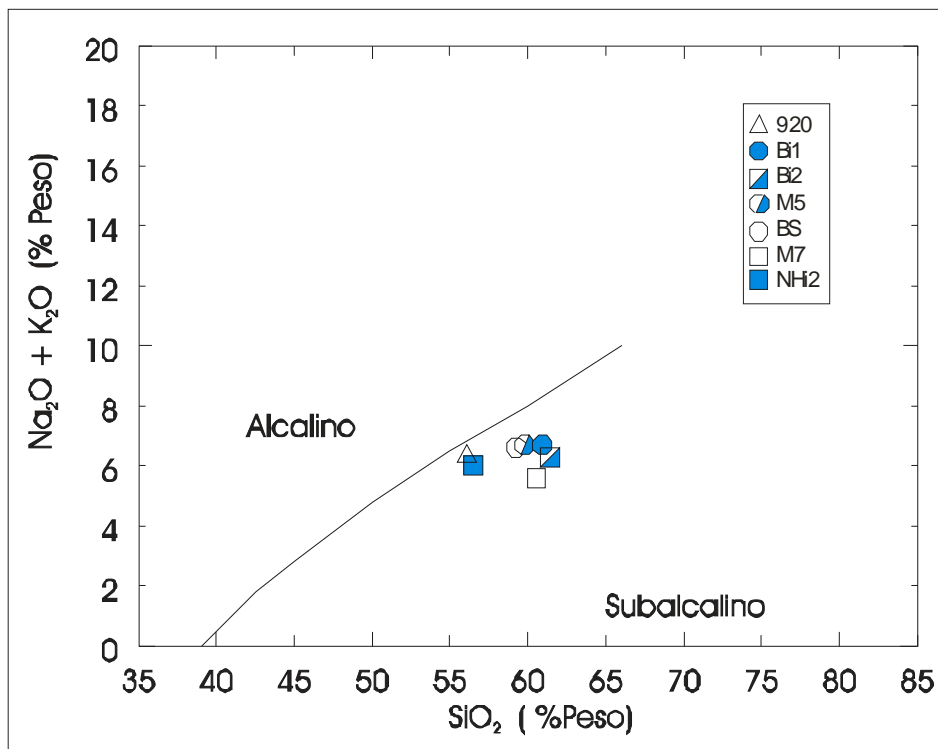


Figura 6.I.43 En el diagrama de Irvine y Baragar (1971) se observan todas las rocas volcánicas de edad pliocena correspondientes al campo subalcalino.

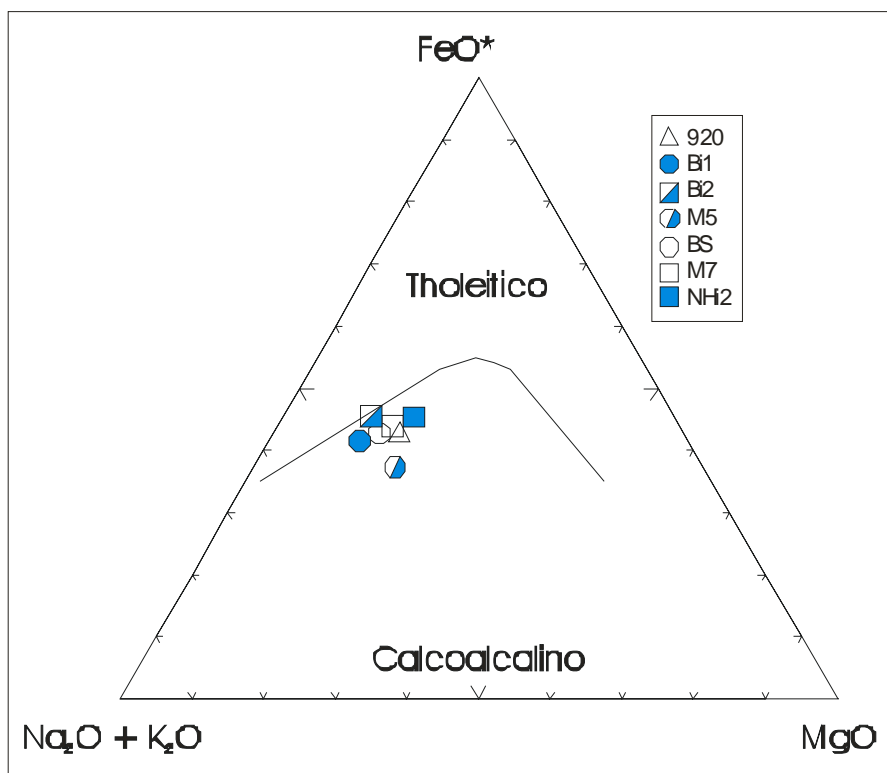


Figura 6.I.44 En el diagrama AFM. (Irvine y Baragar, 1971), se observan las rocas pliocenas en el campo calcoalcálico.

6.I.4.iii. Comparación regional de las volcanitas pliocenas

Como se mencionó anteriormente, los análisis geoquímicos se concentran en las rocas del “área clave”. No obstante, datos y análisis realizados en la región sur (volcán Copahue, formaciones Reñileuvú y Hualcupén) indican rasgos petrogenéticos similares, con abundante volumen de magma extruído, volcanismo fisural, mesetas basálticas y lavas andesíticas. No obstante, durante el Plioceno se desarrolló volcanismo de alta explosividad que dió origen a las ignimbritas de la Formación Riscos Bayos. La presencia de estos flujos ignimbálticos son indicadores de pulsos de colapso caldérico. Debido a que esta unidad no aparece en el “área clave”, los resultados de los análisis químicos se presentan únicamente en esta sección (Cuadro 6.III).

Cuadro 6.III. Análisis de óxidos de la Formación Riscos Bayos

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

6.I.5 FORMACIÓN GUAÑACO (PLEISTOCENO)

La Formación Guañaco está integrada por basaltos olivínicos con rasgos químicos muy homogéneos durante todos los episodios eruptivos reconocidos. Las rocas de la sección inferior son las más básicas y presentan entre 49% y 54 % de SiO₂, este último valor corresponde a rocas de un sector de la base interna de la pared oriental del cráter y la colada inferior. El K₂O es medio a bajo (0,6 a 0,9%), el Na₂O varía entre 2,8 y 2,9 %, mientras que el contenido del Al₂O₃ es de 18,7 %. El FeO total es relativamente alto para estas rocas basálticas, varía entre 8,3 y 9,6 %, mientras que el MgO, también relativamente alto, presenta valores entre 5,14 y 7,82 %.

Por su parte, las rocas de la sección superior (cráter 1 y 2 y las coladas superiores) corresponden también a basaltos olivínicos con mayor porcentaje de fenocristales de olivina (forsterita) cuyo contenido de SiO₂ varía entre el 49,6 y el 53 %. El Al₂O₃ posee valores que oscilan entre 17,3 y 19,2 %, el contenido de K₂O es intermedio (0,8 a 0,9 %) y el del Na₂O es bajo a moderado (2,9 a 3,0 %). Estas lavas, de características levemente más ácidas, no poseen grandes diferencias en el contenido de FeO con las lavas inferiores, el cual varía entre 8,3 y 8,6, mientras que el MgO alcanza los valores más altos con 6,9 % en la colada más moderna.

De acuerdo al diagrama de clasificación TAS (véase Figura 6.I.51) las rocas básicas e intermedias de la Formación Guañaco se clasifican como basaltos y andesitas basálticas, lo que concuerda con las características petrográficas observadas. Por su parte, en el diagrama K₂O vs SiO₂ de Le Maitre (1989), las rocas volcánicas intermedias y básicas se ubican en el campo de medio-K (véase Figura 6.I.52).

El volcanismo pleistoceno muestra una tendencia subcalalina a partir de sus rasgos químicos, tal como se observa en el diagrama de Irvine y Baragar (1971) de la Figura 6.I.53. En el diagrama AFM. (véase Figura 6.I.54) se aprecia una tendencia calcoalalina para las volcanitas pleistocenas.

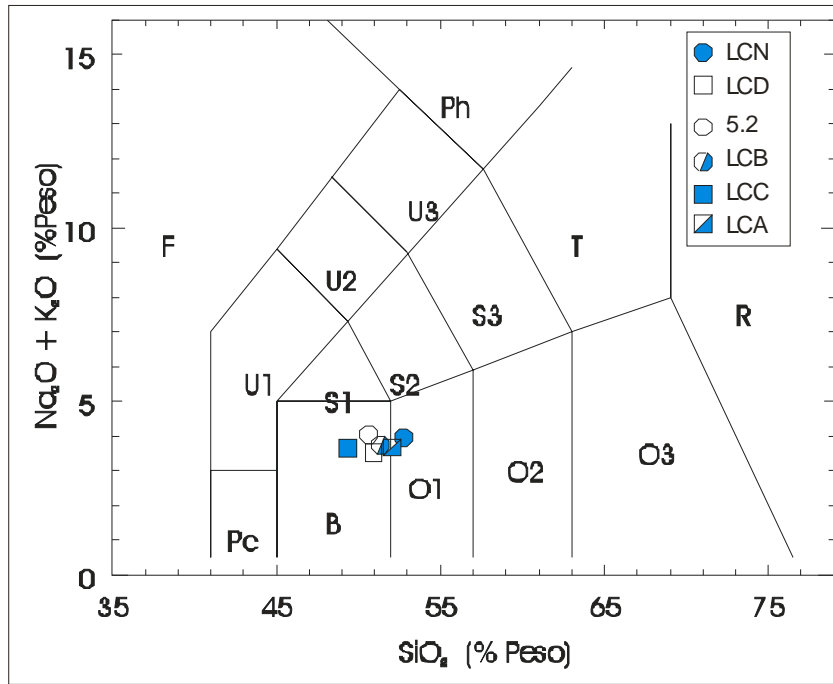


Figura 6.I.51 Diagrama TAS (Total Álcalis vs. Sílice) de Le Maitre (1989) para los basaltos pleistocenos.

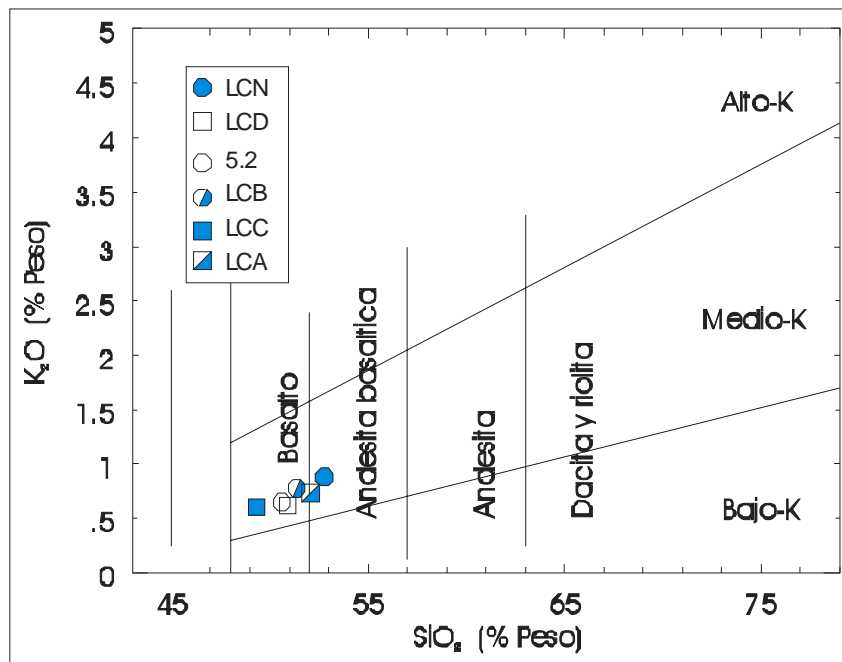


Figura 6.I.52 Diagrama de Le Maitre (1989). Las rocas se ubican en el campo de basaltos y basaltos andesíticos de K medio.

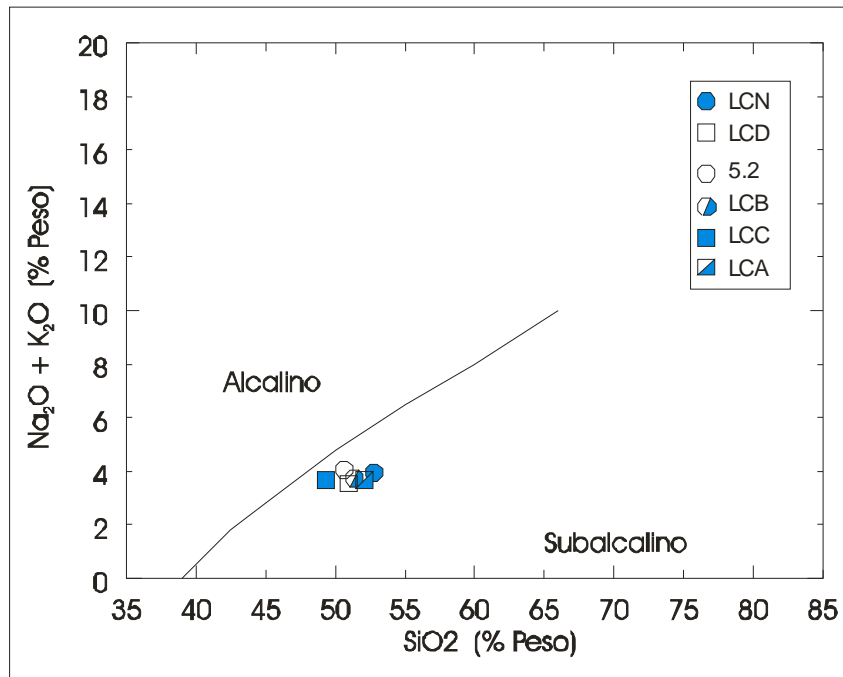


Figura 6.I.53 En el diagrama de Irvine y Baragar (1971) se observan los basaltos de edad pleistocena correspondientes al campo subalcalino.

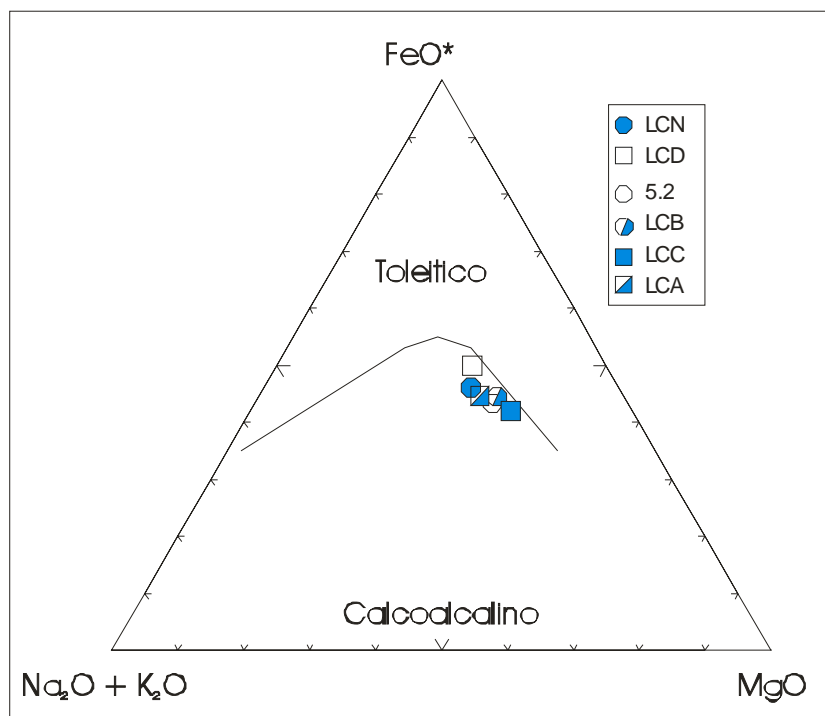


Figura 6.I.54 En el diagrama AFM. (Irvine y Baragar, 1971), se observan las rocas de la Formación Guañaco en el campo calcoalcalino.

6.I.5.i. Comparación regional de las volcanitas pleistocenas

Son numerosos los volcanes de pequeñas dimensiones de edad pleistocena, sobre todo en el área norte; todos ellos poseen lavas basálticas o andesitas basálticas. Las rocas LCA, LCD, 5.2 y LCB se clasifican como basaltos, mientras que LCC y LCN (=LOCN) como andesitas basálticas.

En el CVC las erupciones póstumas de los volcanes monogénicos o pequeños, raramente presentan olivinas. El volcanismo pleistoceno del CVLM por el contrario, desarrolló tendencias más básicas en su composición química hacia los términos eruptivos finales.

6.II. ELEMENTOS TRAZA

Para el caso de los elementos traza, se han analizado algunas de las muestras antes presentadas para elementos mayoritarios y otras incorporadas posteriormente, representativas de cada una de las unidades volcánicas. La ubicación y tipo litológico de cada muestra se describe en los cuadros con los resultados de los análisis químicos correspondientes a cada unidad (véanse Cuadros 6.I y 6.II en **Anexo II**). Los elementos traza y tierras raras analizados son los de interés petrológico obtenidos por el método INAA (activación neutrónica): La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu, Sr, Ba, Cs, U, Th, Hf, Ta, Sc, Cr, Ni y Co. En forma simultánea, algunas de las muestras fueron analizadas por ICP y MS con lo cual se obtuvieron, adicionalmente, los valores de otros elementos trazas de interés petrológico. Cabe destacar que en caso de muestras con análisis duplicados no se han encontrado diferencias significativas entre las diversas técnicas aplicadas.

Se expondrá, a continuación, un análisis de los datos de elementos traza para cada una de las unidades volcánicas y volcanoclásticas aflorantes en la región. Al igual que en el caso de los elementos mayoritarios, las muestras provienen de los perfiles levantados en el área clave, áreas mapeadas y algunas correspondientes a sectores aledaños donde también afloran las unidades descriptas.

Sólo cabe aclarar que se denominará a los elementos de alto radio iónico como LILE (*Light Ion Lithophile Elements*), a los elementos de alto potencial iónico como HFSE (*Highly Fine Structure Elements*), y a los elementos de tierras raras livianos y

pesados como LREE y HREE (*Light - Heavy Rare Earth Elements*), respectivamente.

Las relaciones entre los elementos trazas brindan información acerca del ambiente, los procesos generadores del magma y la fuente de los mismos. Como ya fuera mencionado al describir la geoquímica de las volcanitas terciarias (Sección 6.I), el comportamiento de los elementos de tierras raras sirve como guía para evaluar la asociación de minerales residuales que se encuentren en equilibrio con los magmas eruptados. De esta manera, los minerales residuales formados –bajo determinadas condiciones de presión y temperatura- permiten establecer la profundidad de generación de los magmas. Para esto es útil aplicar diagramas XY que permitan discriminar el comportamiento de la REE de varias suites de rocas volcánicas: gráficos La/Sm (tierras raras livianas) vs. Sm/Yb (tierras raras pesadas). Los diagramas adaptados de Pearce (1983) fueron utilizados en esta sección como discriminantes del comportamiento de las tierras raras.

Otros elementos trazas son importantes discriminadores para evaluar la contribución de componentes corticales en la evolución de un arco magmático. Respecto de este tema Hildreth y Moorbath (1988) describen que las rocas de arco están marcadamente enriquecidas en elementos LILE y REE (derivados de la losa subducida y fuentes corticales), lo cual “crea” las anomalías negativas de los elementos HFS en los diagramas multielemento normalizados. De todas formas, a pesar de los picos negativos, el enriquecimiento de las rocas de arco en los HFS como Hf, Zr, Ta, Nb y U –respecto del condrito- es mayor si se compara con los arcos de islas de tipo oceánicos. Esto implica entonces, según los mismos autores, un importante aporte cortical de estos elementos y que, por lo tanto, su origen es predominantemente intracortical más que derivado de la subducción. En especial, el Th y U son elementos que discriminan el aporte de componentes corticales en un magma originado por fusión en la cuña astenosférica; el U, está especialmente relacionado con el espesor y participación de la corteza a través de la cual ascienden los magmas generados en profundidad.

Durante los procesos petrogenéticos de fusión y cristalización, los isótopos se comportan de modo independiente y no son afectados por los mismos. En este trabajo los análisis isotópicos realizados son únicamente de Ar para mediciones de dataciones. Por lo que el análisis de elementos mayoritarios –integrado a su vez con el estudio de elementos trazas- permitirá, a continuación, describir la evolución química del magmatismo. A modo de excepción, debido al hallazgo de volcanismo jurásico y cretácico en el entorno Terciario de la región de estudio, se exponen brevemente los

análisis geoquímicos de estas dos unidades mesozoicas, las Formaciones Nahueve (Rovere *et al.*, 2004a) y Epu Lauquen (Pesce, 1981).

Diagrama Ba/Ta vs. La/Ta (adaptado de Hildreth y Moorbath, 1988)

Las relaciones La/Ta vs. Ba/Ta sirven como guía para evaluar la presencia de componentes de subducción en la fuente de los magmas (Kay *et al.*, 2004). En estos diagramas las relaciones La/Ta mayores a 25 son consideradas características de fuentes de arco –el Ta está empobrecido en el arco (Pearce 1983)- mientras que relaciones Ba/Ta mayores a 450 también son típicas de magmas con una fuerte signatura de arco (Gill 1981) –ya que el Ba, enriquecido en la fuente de estos magmas, es transportado hacia la cuña astenosférica por fluidos derivados de la zona de subducción. Del mismo modo, la relación Ba/La es una medida del excesos de elementos LILE en relación con las tierras raras livianas en las rocas de arco normalizadas a los valores MORB o condrito; lo cual evidencia el enriquecimiento en Ba, como resultado de los componentes subductados. Así es como Hildreth y Moorbath (1988) concluyeron que las relaciones Ba/La, Ba/Ta y La/Ta son los mejores discriminantes geoquímicos para diferenciar entre suite ígneas relacionadas con ambientes de subducción y los MORB y/u OIB. Las rectas oblicuas inferior y superior corresponden a índices de Ba/La=10 y Ba/La=40 respectivamente. En esta sección se plotearon muestras de rocas volcánicas mesozoicas (Figura 6.2.1.o), paleógenas (Figura 6.2.2.o), miocenas (Figura 6.2.3.o), pliocenas (Figura 6.2.4.o) y pleistocenas (Figura 6.2.5.o) del “área clave”.

Diagrama Roca/MORB vs elementos traza

Para basaltos evolucionados, andesitas y rocas corticales, la utilización de MORB es más conveniente que la de manto primitivo para normalizar rocas parentales. En las Figuras ‘6.2.1.a, 6.2.2.a, 6.2.3.a, 6.2.4.a y 6.2.5.a’ se observan las concentraciones de elementos trazas normalizadas a la composición de basaltos de dorsales centro-oceánicas (MORB) y ploteados de izquierda a derecha en orden creciente de compatibilidad en una fracción de fusión del manto.

Diagrama Th/Yb Ta/Yb (Pearce 1983)

En el diagrama adaptado de Pearce (1983) basado en la diferencia entre K y Ta

en basaltos de arco volcánico, adaptó este diagrama reemplazando el elemento incompatible K por Th, su gran movilidad en un fluido ácuo en relación al Ta significa que en basaltos de arco volcánico la relación K/Ta o Th/Ta sera siempre alta. Usando Yb como factor normalizador, el diagrama indica la dirección del enriquecimiento via una fase fluída (F). Los basaltos de arco volcánico están subdivididos en variedades tholeiticas ‘TH’, calco-alcaldas ‘CA’ y shoshoníticas ‘SH’. Los MORB y basaltos de intraplaca estan divididos en tholeiticos, transicionales y alcalinos (extremo superior derecho del diagrama, en la dirección del enriquecimiento ‘E’ del manto, el empobrecimiento (‘D’:*depletion*) aumenta hacia el extremo inferior izquierdo del diagrama. Estos diagramas se presentan para las rocas mesozoicas (Figura 6.2.1.b), paleógenas (Figura 6.2.2.b), miocenas (Figura 6.2.3.b), pliocenas (Figura 6.2.4.b) y pleistocenas (Figura 6.2.5.b)

Diagrama de discriminación de Wood (1980)

En el diagrama (triangular) de Wood (1980) se discriminan los campos en toleitas de arco islandico con $Hf/Th > 3.0$, mientras que $Hf/Th < 3.0$ corresponde a basaltos calcoalcalinos. Por otro lado, los campos A: N-MORB, B: E-MORB + intraplaca toleítico, C: intraplaca alcalino y D: arco. Las relaciones Hf/Th se presentan en el cuadro 6.I del Anexo. En los diagramas planteados para las rocas mesozoicas (Figura 6.2.1.c), paleógenas (Figura 6.2.2.c), miocenas (Figura 6.2.3.c), pliocenas (Figura 6.2.4.c) y pleistocenas (Figura 6.2.5.c) se observa la tendencia geoquímica del volcanismo del “área clave”.

Diagrama La/Sm vs Sm/Yb (adaptado de Pearce 1983)

La relación La/Sm indica la pendiente de los diseños de las tierras raras livianas, mientras que Sm/Yb indica la pendiente de las tierras raras pesadas. Los límites aproximados de Sm/Yb en fundidos como minerales máficos primarios en el residuo cambian de piroxeno a anfíbol y de anfíbol a granate.

Estos diagramas se exponen para las rocas mesozoicas (Figura 6.2.1.d), paleógenas (Figura 6.2.2.d), miocenas (Figura 6.2.3.d), pliocenas (Figura 6.2.4.d) y pleistocenas (Figura 6.2.5.d).

6.II.1. VOLCANITAS DE LAS FORMACIONES NAHUEVE Y EPU LAUQUEN (MESOZOICO)

Los análisis químicos, tipo litológico y ubicación de cada muestra se presentan en los cuadros 6.I (Anexo) y 6.II. Asimismo, en este ítem se expondrán y analizarán los datos químicos de los elementos trazas de la Formación Nahueve, volcanismo coetáneo con los niveles superiores de la Formación Nacientes del Biobío, Miembros Icalma y Lonquimay (Suárez y Emparán, 1997; De la Cruz y Suárez, 1997), en Chile, y de la Formación Epu Lauquen coetánea con volcanitas cretácicas descritas por Vattuone *et al.* (1998) al sur de los 38°S.

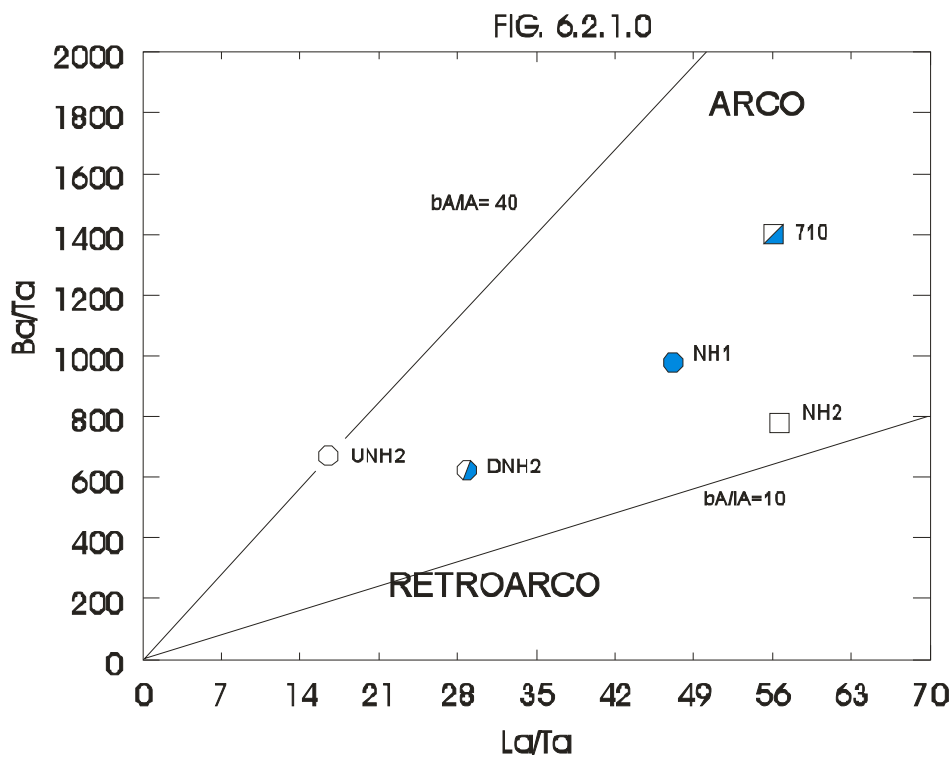


Figura 6.2.1.0 Diagrama Ba/Ta vs La/Ta adaptado de Hildreth y Moorbath (1988) para las Formaciones Epu Lauquen y Nahueve (Cretácico y Jurásico).

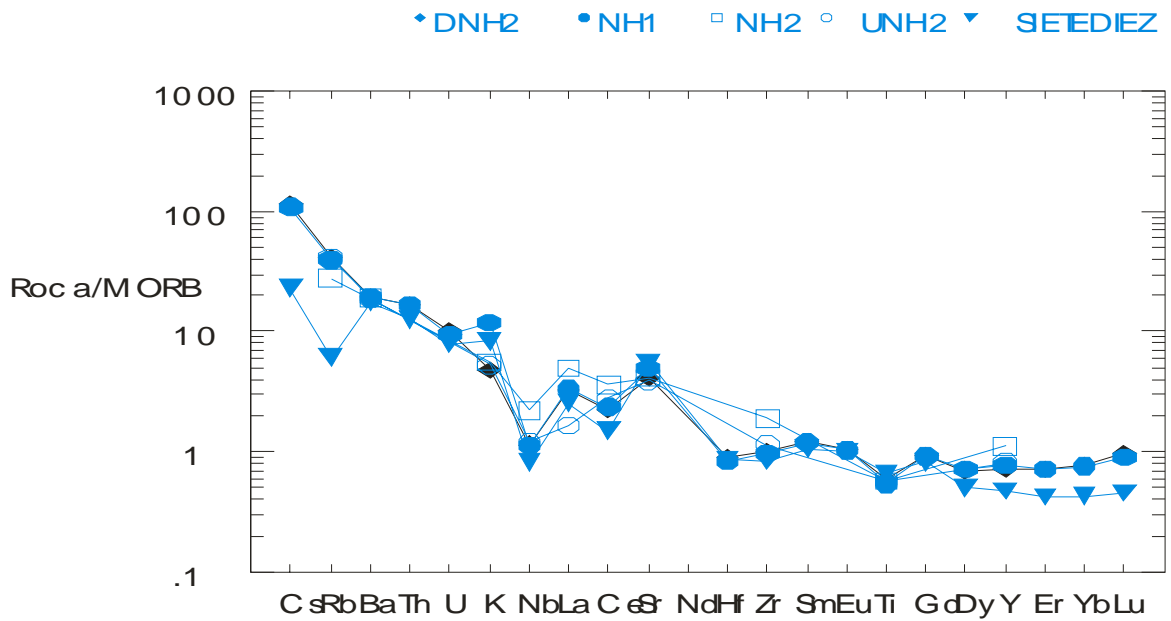


Figura 6.2.1.a. Diagrama multielemento normalizado a la composición de un promedio de MORB (Pearce 1983). Se observan las concentraciones de elementos trazas normalizadas para las volcanitas mesozoicas.

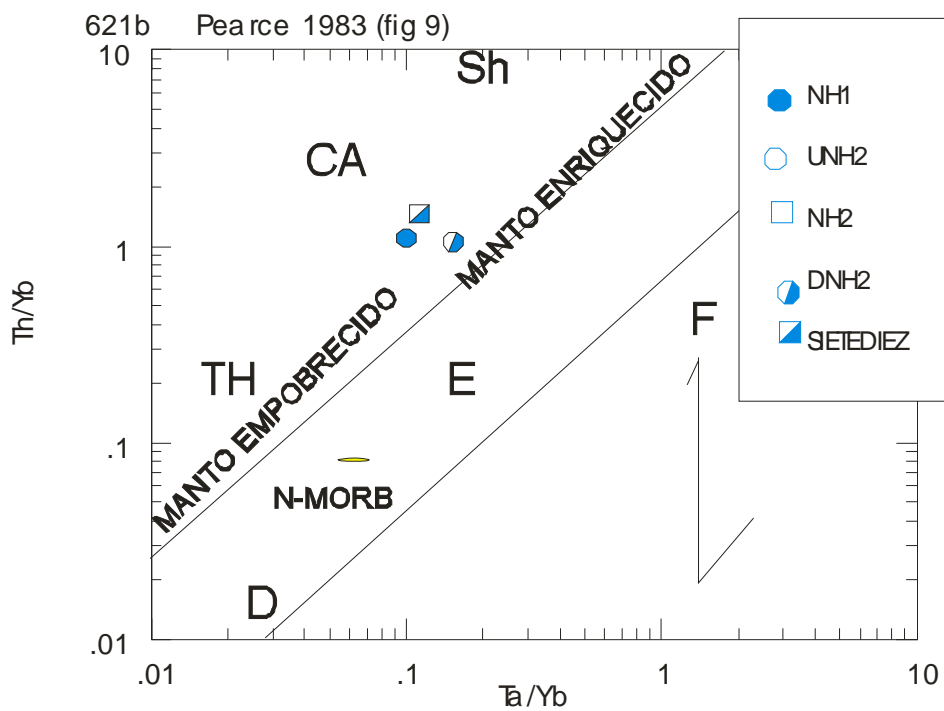


Figura 6.2.1.b Diagrama Th-Ta-Yb de Pearce (1983) para las volcanitas mesozoicas.

Figura 621c
Wood 1980

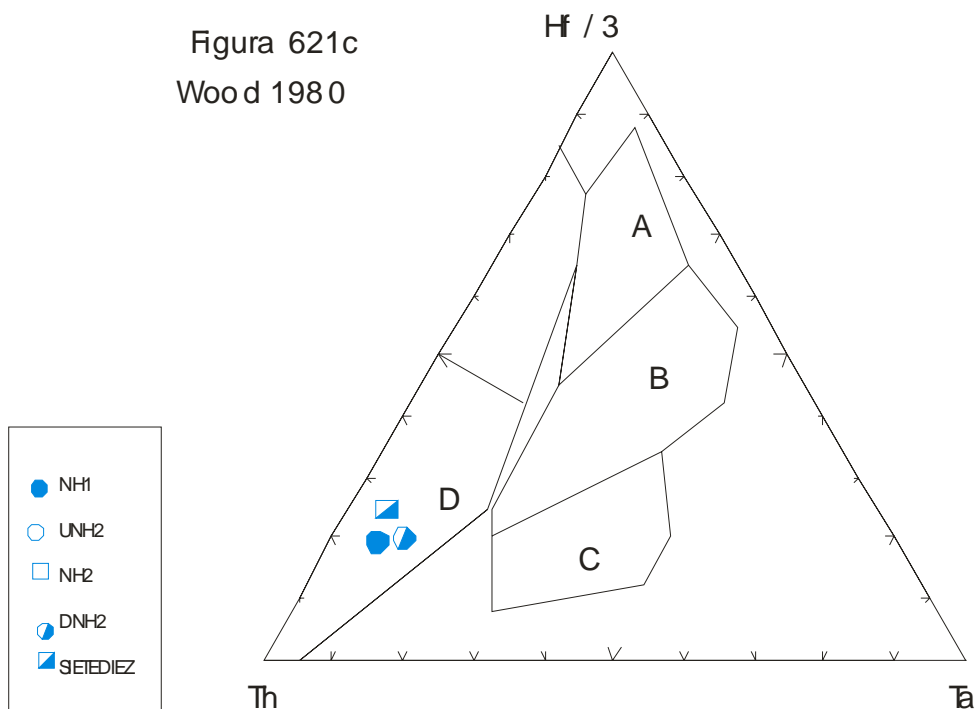


Figura 6.2.1.c Diagrama de discriminación tectónica de Wood (1980) para los basaltos de las Formaciones Nahueve y Epu Lauquen.

Figura 6.2.1.d Mesozoico

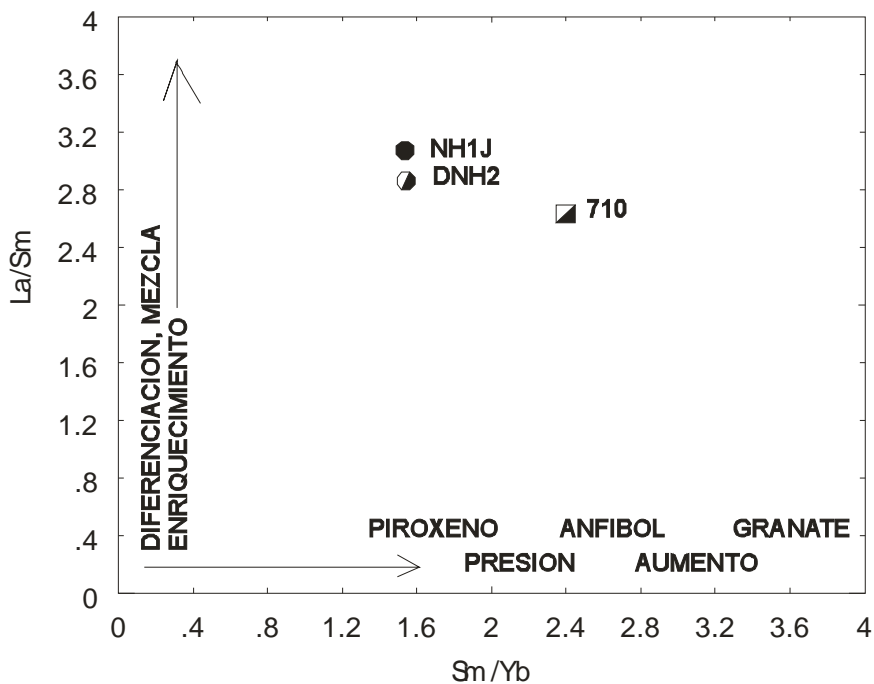


Figura 6.2.1.d. Diagrama La/Sm vs. Sm/Yb de las volcanitas de las Formaciones Nahueve y Epu Lauquen, donde se observa la diferencia en el comportamiento de las tierras raras de unidades del Mesozoico.

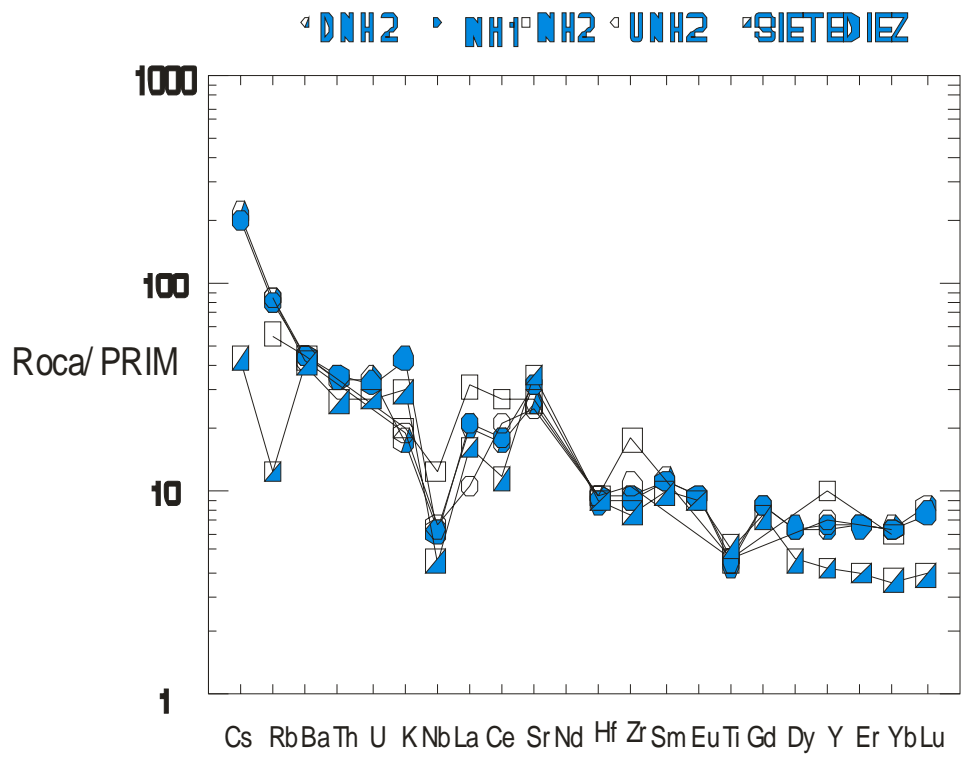


Figura 6.2.1.e Diagrama multielemento de las andesitas y basaltos de las unidades Mesozoicas. Los valores de manto primitivo corresponden a Mc Donough *et al.* (1991).

Análisis comparativo de las unidades mesozoicas

Como se mencionó anteriormente, las relaciones La/Ta mayores a 25 son consideradas características de fuentes de arco —el Ta está empobrecido en el arco (Pearce 1983)- mientras que relaciones Ba/Ta mayores a 450 también son típicas de magmas con una fuerte signatura de arco (Gill 1981). Las rocas de las unidades mesozoicas (Figura 6.2.1.o) en su mayoría presentan relaciones Ba/La entre 10 y 40. Las muestras jurásicas del “área clave” muestran signaturas diferentes a los basaltos (Muestra 710) de edad cretácica (94,4 Ma).

Para basaltos evolucionados, andesitas y rocas corticales, la utilización de MORB es más conveniente que la de manto primitivo para normalizar rocas parentales. En la Figura 6.2.1.a se observan las concentraciones de elementos traza normalizados a la composición de basaltos de dorsales centro-oceánicas (MORB) y ploteados de izquierda a derecha en orden creciente de compatibilidad en una fracción de fusión del manto. En las muestras DNH2, NH1, NH2, UNH2 y 710 se observa la tendencia geoquímica del volcanismo jurásico y cretácico (Formaciones Nahueve y Epu Lauquen). En el diagrama 6.2.1.b Th/Yb vs. Ta/Yb de Pearce (1983) se observa que las volcanitas mesozoicas ocupan el campo Calcoalcalino (CA) de basaltos de arco, con enriquecimiento transicional en la fase fluida. También se destaca que ninguna muestra aparece en el campo de intraplaca o de MORB. En el diagrama normalizado a la composición de manto primitivo de Mc Donough *et al.*(1991) se observan valores apartados respecto del conjunto en la muestra 710 (véase *sietediez* en Figs. 6.2.1.a, 6.2.1.b, 6.2.1.c, 6.2.1.d y 6.2.1.e). Esta presenta valores más bajos de tierras raras HFS respecto de las LILE, la muestra NH2 presenta valores más altos tanto en las tierras raras livianas como en las pesadas (Tabla 6.I). Los basaltos Mesozoicos en el diagrama (triangular) de discriminación se ubican en el campo D correspondiente a arco volcánico: Toleitas de arco islandico $Hf/Th > 3.0$; $Hf/Th < 3.0$: basaltos calcoalcalinos. En la Figura 6.2.1.d aparecen las rocas del volcán Nahueve con cierta diferenciación, siendo Nh1 la más diferenciada. La muestra 710 de edad cretácica muestra menor diferenciación que las volcanitas jurásicas.

6.II.2. GRUPO MOLLE (EOCENO-OLIGOCENO)

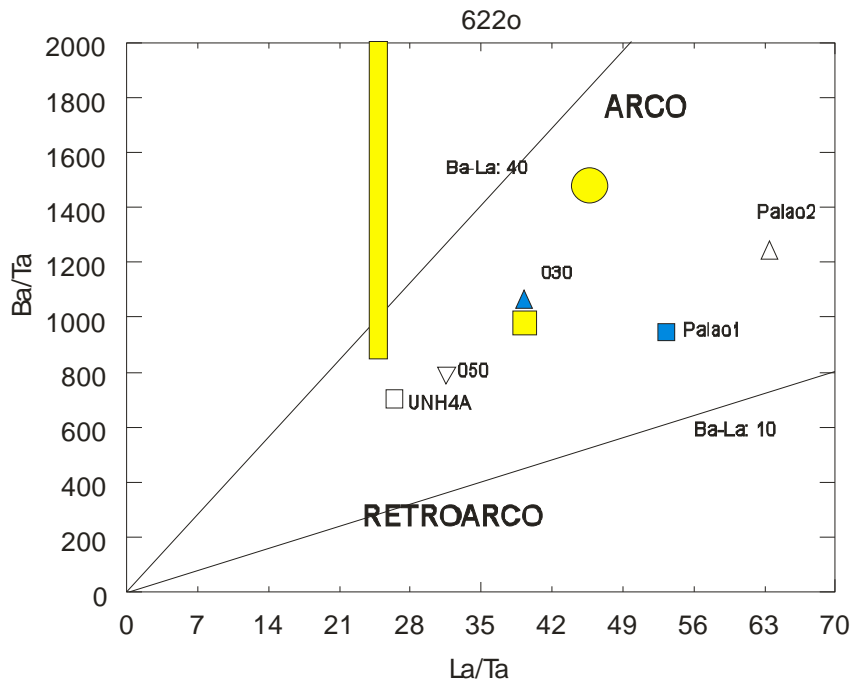


Figura 6.2.2.o Diagrama Ba/Ta y La/Ta adaptado de Hildreth y Moorbath (1988) para el Grupo Molle (Serie Andesítica). El círculo en amarillo corresponde al volcán Caycayén y los cuadriláteros amarillos a las volcanitas del cerro Mayal (Kay, 2002).

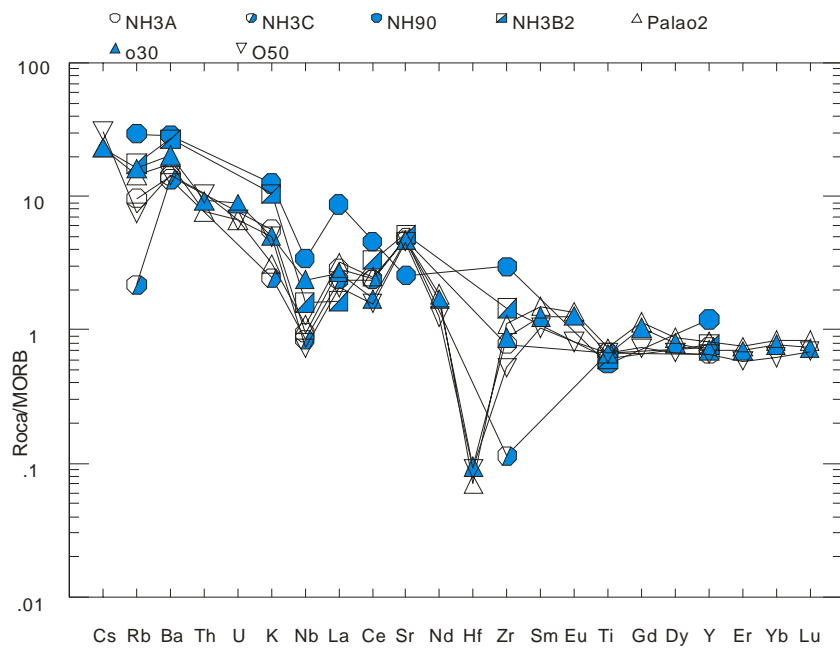


Figura 6.2.2.a. Diagrama multielemento de las volcanitas del Grupo Molle normalizadas a los valores de MORB de Pearce (1983).

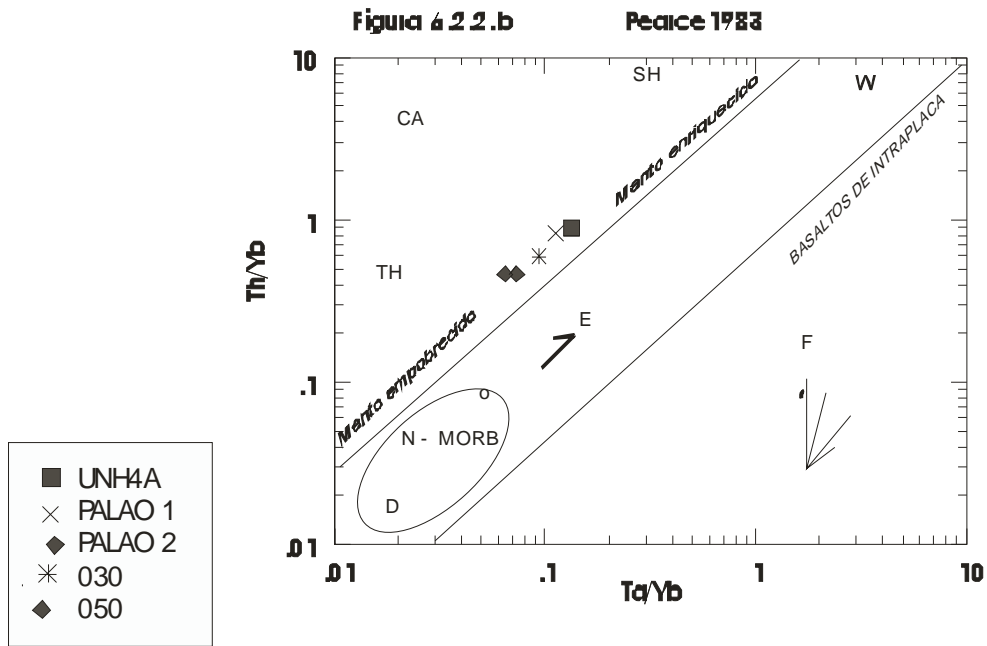


Figura 6.2.2.b Diagrama Th-Ta-Yb de Pearce (1983) para las volcánitas paleógenas; estas se ubican dentro del campo de transición.

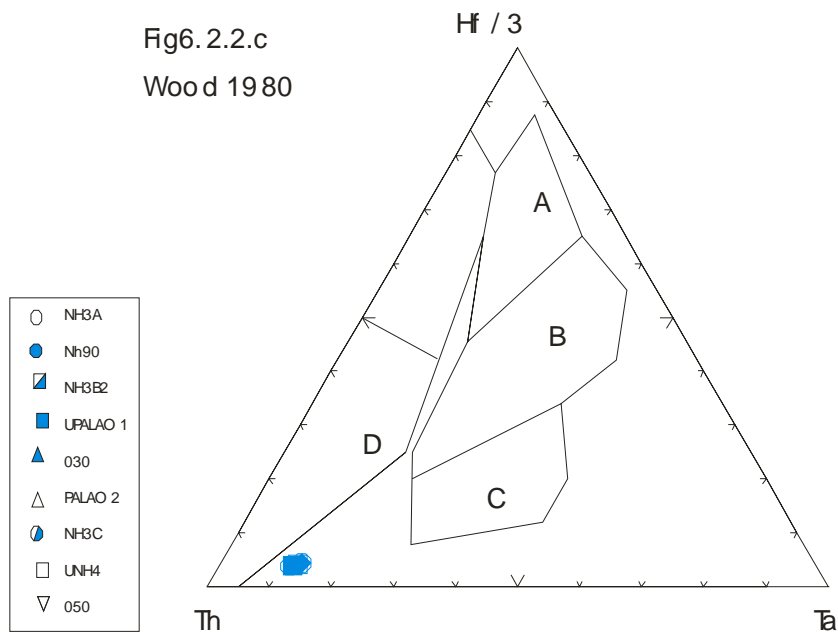


Figura 6.2.2.c Diagrama de discriminación tectónica para los basaltos del Grupo Molle. Campo A: N-MORB, B: E-MORB + intraplaca toleítico, C: intraplaca alcalino, D: arco volcánico.

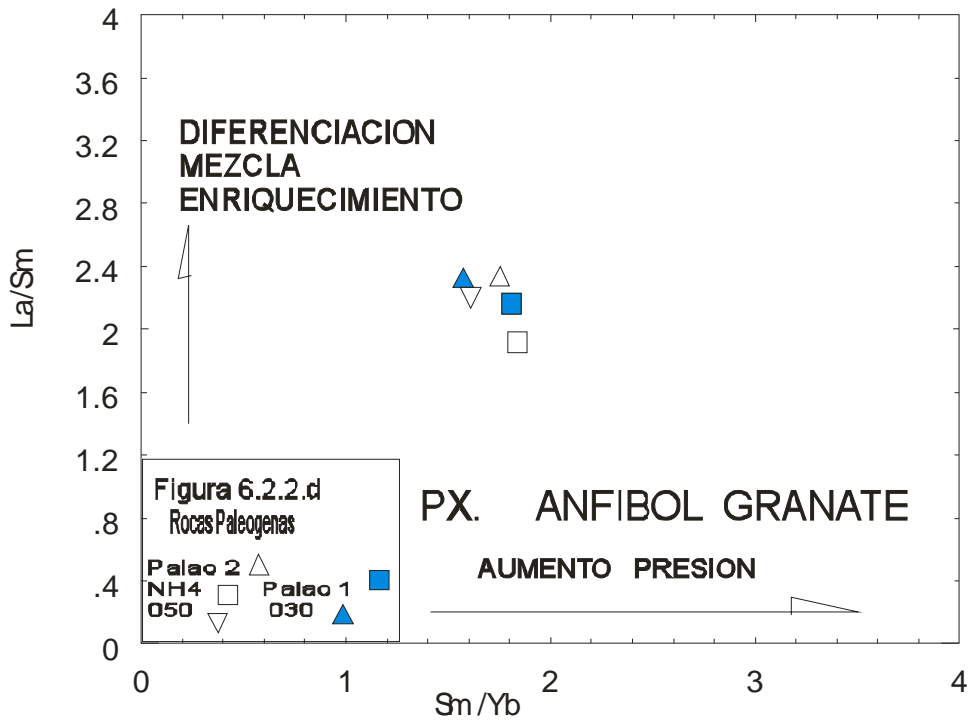


Figura 6.2.2.d. Diagrama La/Sm vs. Sm/Yb de las volcanitas del Grupo Molle.

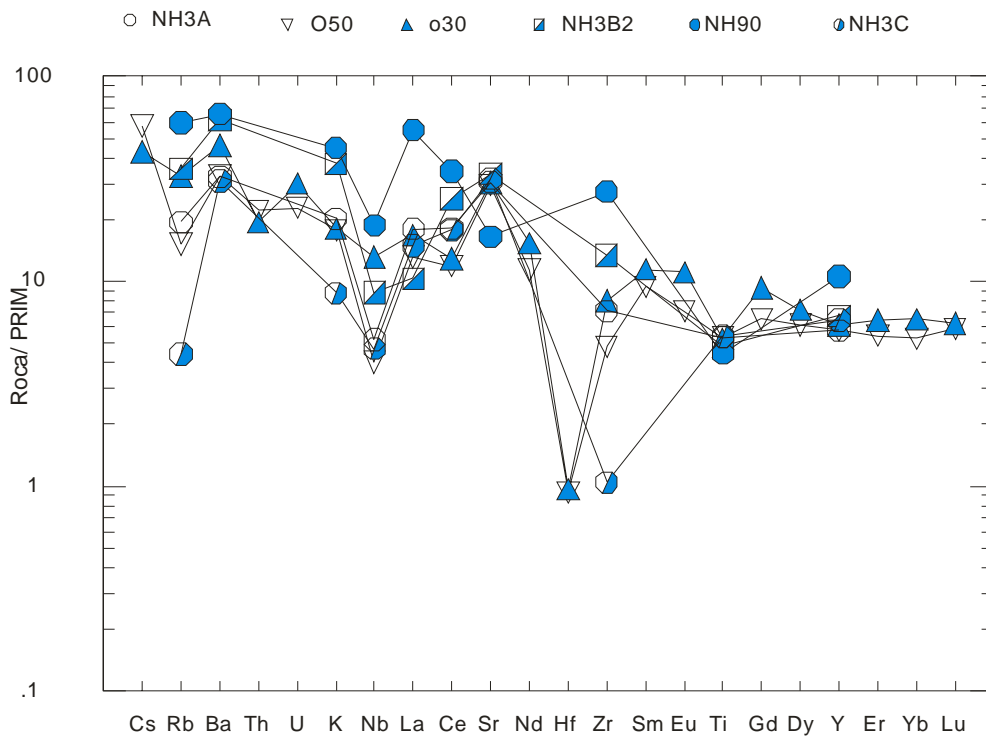


Figura 6.2.2.e Diagrama multielemento de las andesitas y basaltos de las unidades Paleógenas. Los valores de manto primitivo corresponden a Mc Donough *et al.* (1991).

Análisis de las unidades paleógenas

En la Figura 6.2.2.o las rocas de las unidades paleógenas en su mayoría presentan relaciones Ba/La entre 10 y 40. Las muestras UNH4A, Nh3 se corresponden con la Serie Andesítica en regiones externas al “área clave”.

En el diagrama (Figura 6.2.2.b) Th-Ta-Yb de Pearce (1983) se observa que las volcanitas paleógenas ocupan el campo Calcoalcalino (CA) de basaltos de arco, con enriquecimiento transicional en la fase fluida. También se destaca que ninguna muestra aparece en el campo de intraplaca ni de MORB.

Los basaltos paleógenos en el diagrama de discriminación de Wood (1980) (Figura 6.2.2.c) se ubican en el campo D correspondiente a arco volcánico: Toleitas de arco islandico si $Hf/Th > 3.0$ y $Hf/Th < 3.0$ corresponde a basaltos calcoalcalinos. Las relaciones Hf/Th se presentan en el cuadro 6.I del Anexo.

En la Figura 6.2.2.d las rocas del Grupo Molle se presentan en el campo intermedio de diferenciación entre el límite de la relación Sm/Yb del residuo piroxeno/anfíbol. La relación La/Sm indica la pendiente de los diseños de las tierras raras livianas, mientras que Sm/Yb indica la pendiente de las tierras raras pesadas. Los límites aproximados de Sm/Yb en fundidos como minerales máficos primarios en el residuo cambian de piroxeno a anfíbol y de anfíbol a granate.

En el diagrama normalizado a la composición de manto primitivo de Mc Donough *et al.* (1991) (Figura 2.2.2.e) se observa poca homogeneidad entre los basaltos paleógenos. Las muestras NH3C, 030 y 050 presentan valores más bajos de elementos traza, principalmente de Nd y Hf (Tabla 6.I).

6.II.3. ROCAS MAGMÁTICAS MIOCENAS

Como se explicara en capítulos precedentes, en la región volcánica del arroyo Azul, paso Buta Mallín y cordillera Mandolegüe se han desarrollado centros volcánicos, el principal integrado por la Formación Mandolegüe de composición basáltica y andesítico basáltica. Los análisis químicos, tipos litológicos y ubicación de cada muestra se presentan en los cuadros 6.II y 6.I (Anexo).

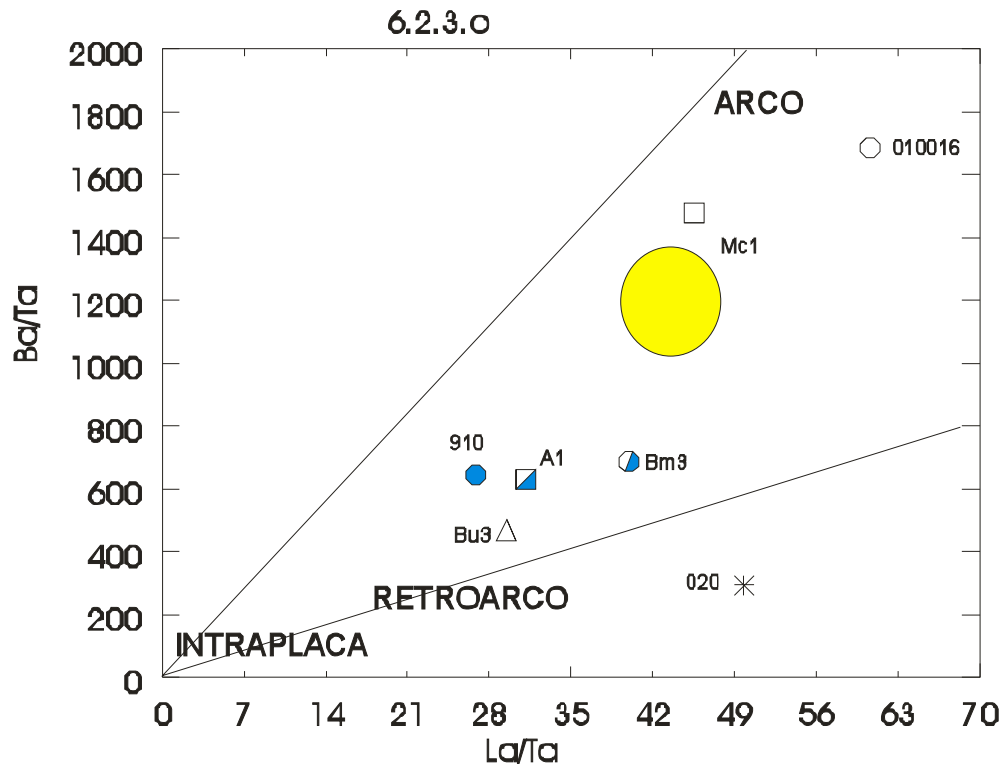


Figura 6.2.3.o Diagrama Ba/Ta y La/Ta adaptado de Hildreth y Moorbath (1988) para los volcanes miocenos de la región del cerro Columpio, Buta Mallín y la cordillera Mandolegüe. El color amarillo corresponde a rocas miocenas de Cura Mallín (Kay 2002).

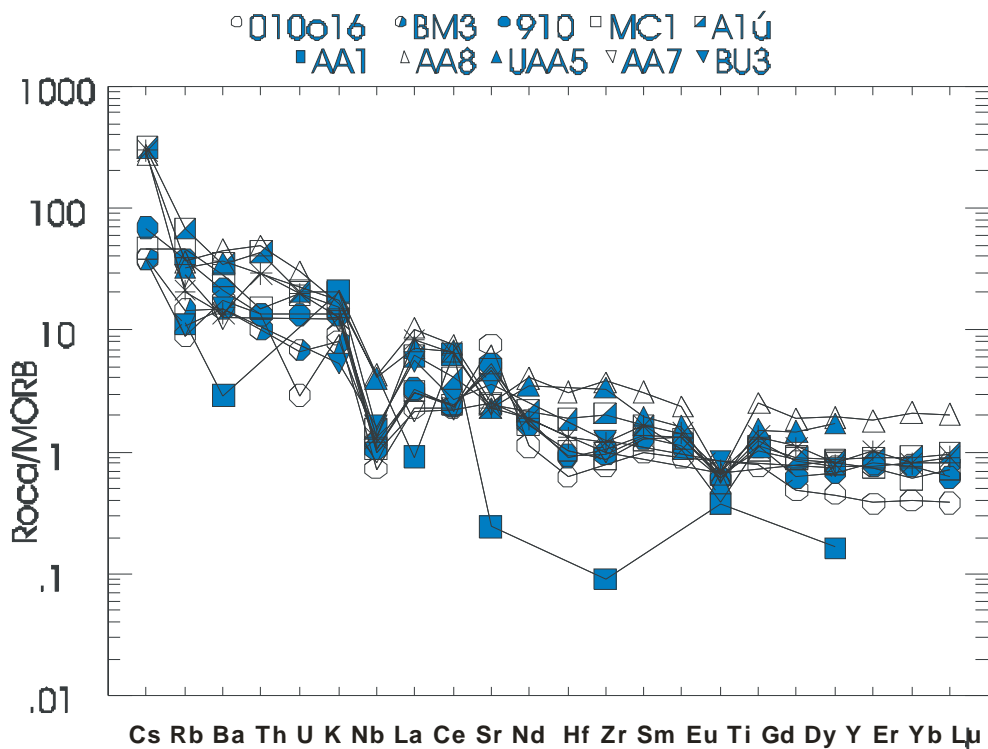


Figura 6.2.3.a.1 Concentraciones de elementos traza de las rocas normalizadas a los valores de MORB de Pearce (1983). (AA1, AA8, UAA5 y AA7, Granodiorita Cerro Columpio).

En la Figura 6.2.3.a se observan las concentraciones de elementos traza normalizados a la composición de basaltos de dorsales centro-oceánicas (MORB) y ploteados de izquierda a derecha en orden creciente de compatibilidad en una fracción de fusión del manto. Las muestras 010016, BM3, 910, MC1, BU3 y 020 corresponden a basaltos y andesitas de Buta Mallín, arroyo Azul, Buraleo y cordillera Mandolegüe. Si bien este diagrama no ha sido diseñado para granitoides, se puede observar el decrecimiento en la signatura de los elementos traza HFS de la muestra AA1.

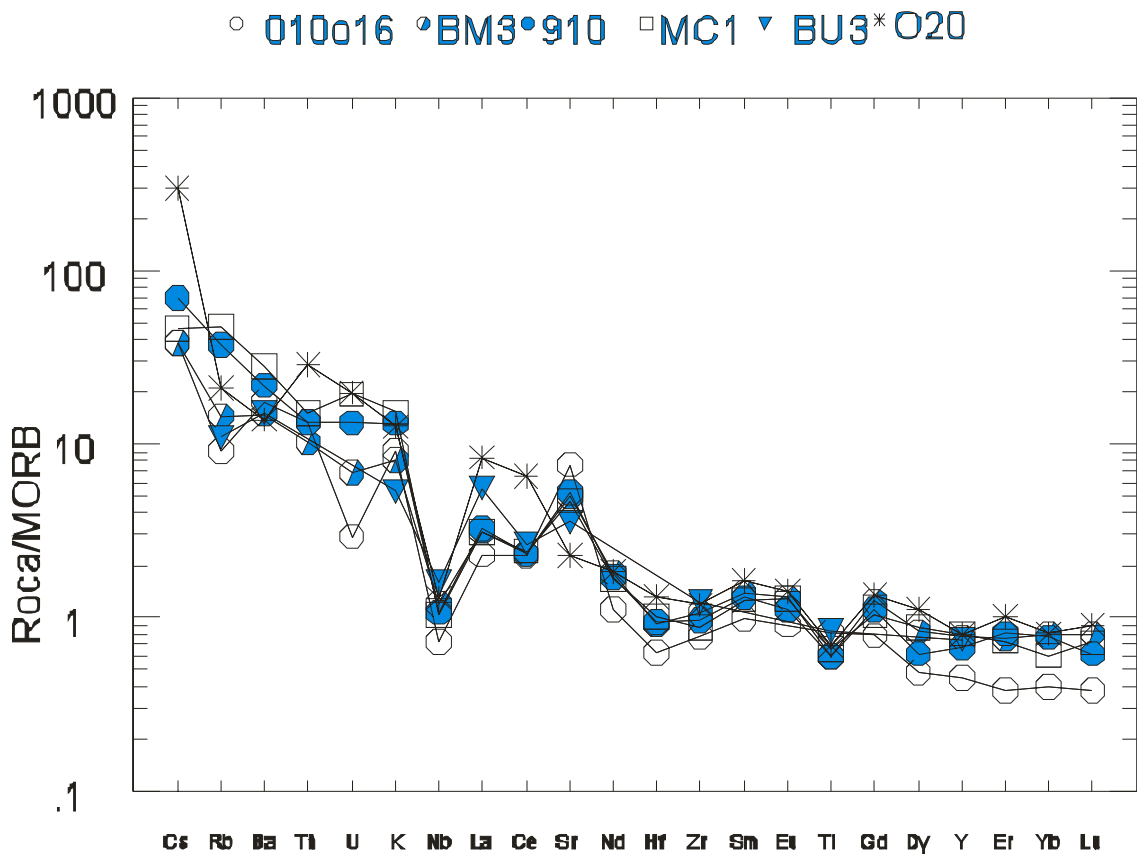


Figura 6.2.3.a.2 Concentraciones de elementos traza de las rocas normalizadas a los valores de MORB de Pearce (1983). (AA1, AA8, UAA5 y AA7, granitoides del Cerro Columpio).

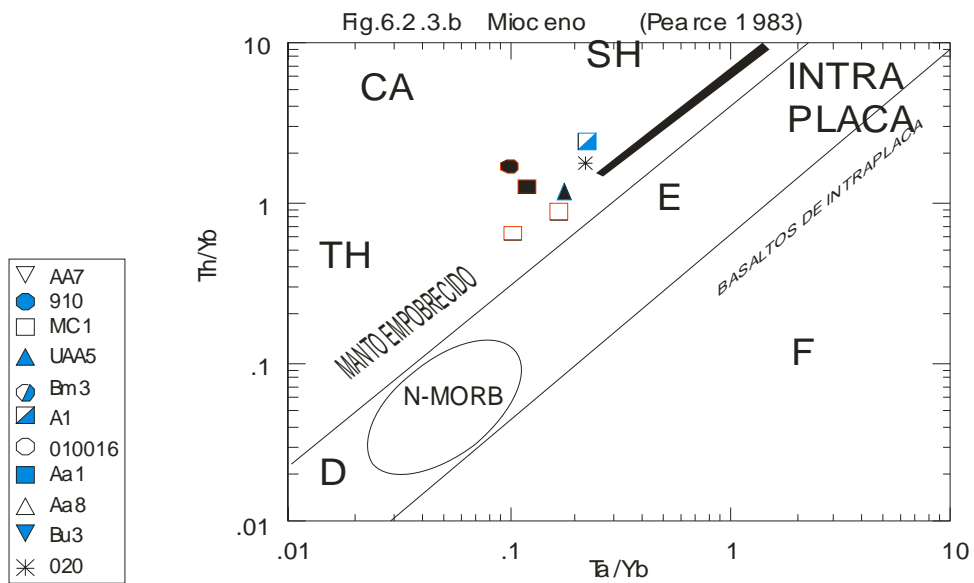


Figura 6.2.3.b Mioceno Diagrama Th-Ta-Yb de Pearce (1983) para las volcánicas miocenas; estas se ubican dentro del campo de transición entre mantos empobrecidos y enriquecidos.

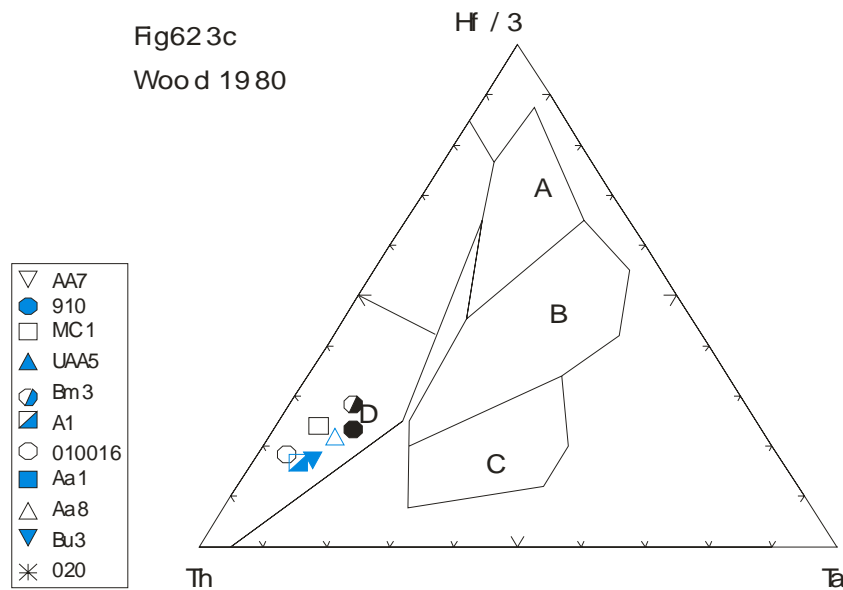


Figura 6.2.3.c Diagrama de discriminación tectónica de Wood (1980) para las volcánicas de las unidades miocenas. Campo A: N-MORB, B: E-MORB + intraplaca toleítico, C: intraplaca alcalino, D: arco volcánico.

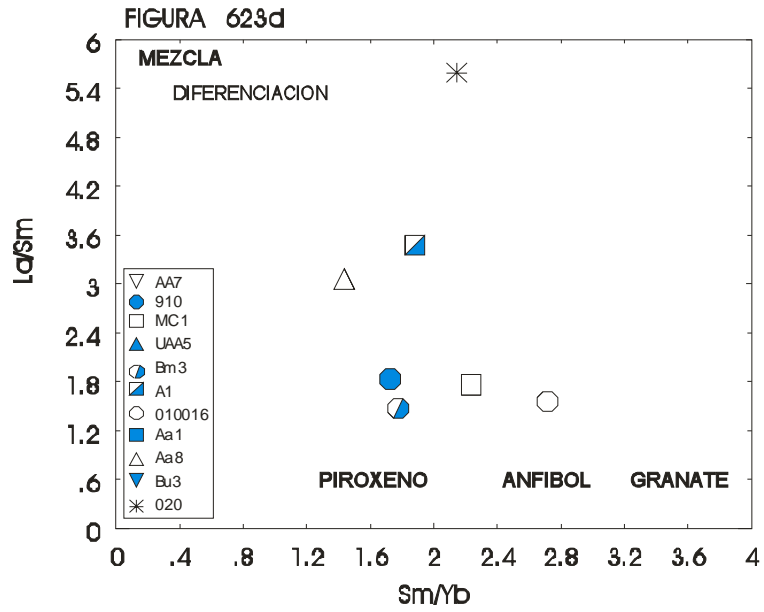


Figura 6.2.3.d Mioceno. Diagrama La/Sm vs. Sm/Yb de las volcanitas miocenas.

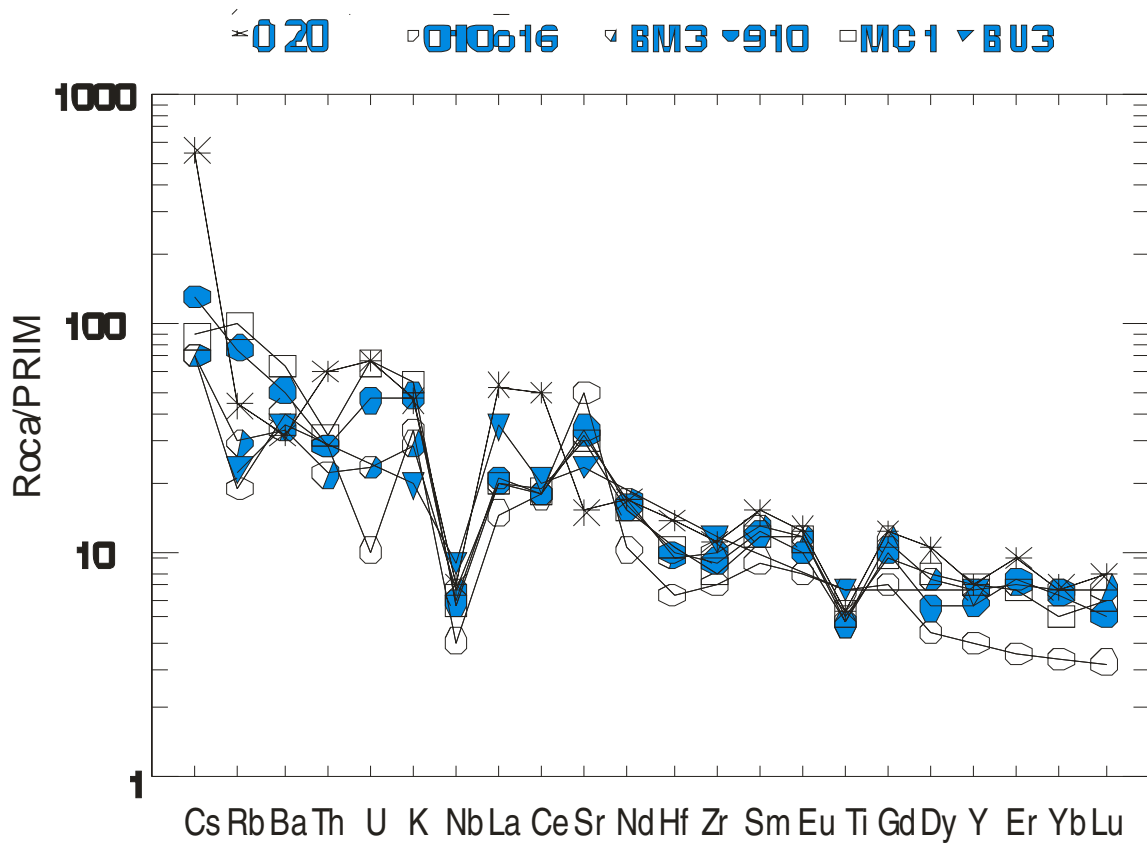


Figura 6.2.3.e Diagrama multielemento de las andesitas y basaltos de las unidades miocenas. Los valores de manto primitivo corresponden a Mc Donough *et al.*, 1991.

Análisis de las unidades miocenas

En la Figura 6.2.3.o la signatura de las tierras raras de rocas miocenas de Cura Mallín (círculo amarillo) se asemeja a las volcanitas miocenas del “área clave”. La muestras mc1 y 010-016 de la Formación Mandolegüe se apartan de la signatura media ubicándose en fuentes de arco, las muestras restantes se aproximan al carácter de fuente de retroarco.

En la Figura 6.2.3.a2 se observan las concentraciones de elementos traza normalizados a la composición de basaltos de dorsales centro-oceánicas (MORB) y ploteados de izquierda a derecha en orden creciente de compatibilidad en una fracción de fusión del manto. Las muestras 010016, BM3, 910, MC1, BU3 y 020 corresponden a basaltos y andesitas de Buta Mallín, arroyo Azul, Buraleo y cordillera Mandolegüe.

En el diagrama 6.2.1.b Th-Ta-Yb de Pearce (1983) se observa que las volcanitas miocenas ocupan el campo Calcoalcalino (CA) de basaltos de arco, con enriquecimiento transicional en la fase fluida. También se destaca que ninguna muestra aparece en el campo de intraplaca o de MORB.

Los basaltos miocenos en el diagrama de discriminación de Wood (1980) (Figura 6.2.3.c) se ubican en el campo D correspondiente a arco volcánico: Toleitas de arco islandico si $Hf/Th > 3.0$ y $Hf/Th < 3.0$ corresponde a basaltos calcoalcalinos. Las relaciones Hf/Th se presentan en el cuadro 6.I del Anexo.

En la Figura 6.2.3.d aparecen las rocas de la Formación Trapa-Trapa con mayor grado de diferenciación, siendo M020 la más diferenciada.

En el diagrama normalizado a la composición de manto primitivo de McDonough *et al.* (1991) (Figura 6.2.3.e) se observa cierta homogeneidad entre los basaltos Miocenos. Dos muestras alcanzan valores extremos; la muestra M020 y M010/016. Se observa un enriquecimiento de las tierras raras livianas (LILE) respecto de las (HFS) pesadas. M020 alcanza valores más altos de LILE, y M010016 presenta un decrecimiento en los valores de HFS (Tabla 6.I).

6.II.4 VOLCANITAS DE LA FORMACIÓN CERRO CENTINELA (PLIOCENO)

Como se explicara en capítulos precedentes, el Complejo Volcánico Los Miches del cerro Centinela se han desarrollado 3 centros volcánicos, el principal integrado por la Formación Cerro Centinela (Plioceno) de composición andesítica, la Formación Bella

Vista (Plioceno) integrada por numerosos conos monogénicos andesíticos alineados estructuralmente y la Formación Guañaco que se tratara en la siguiente sección.

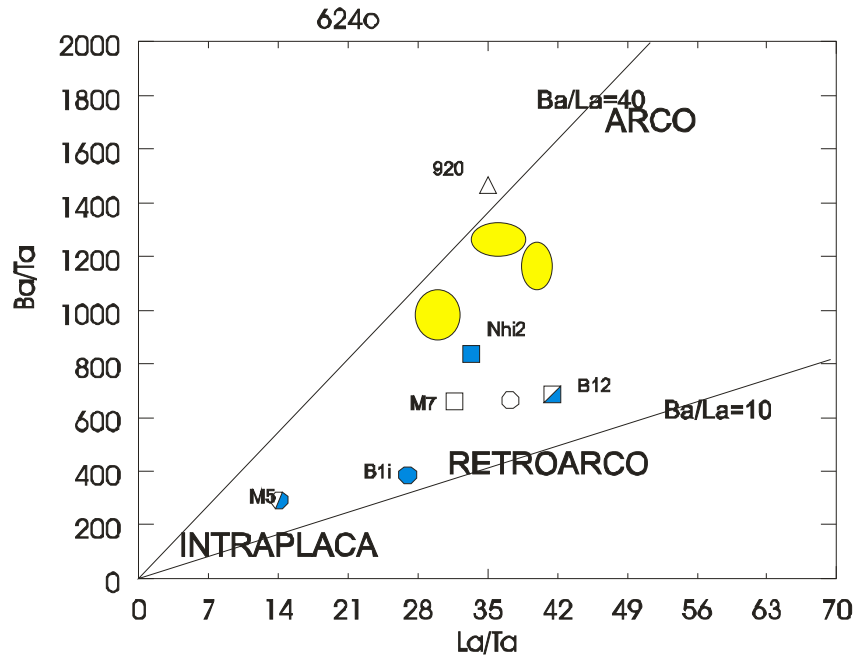


Figura 6.2.4.o Diagrama Ba/Ta y La/Ta adaptado de Hildreth y Moorbath (1988) para las volcanitas de la Formación Cerro Centinela y conos monogénicos de la Formación Bella Vista. Los sectores en amarillo corresponden a lavas miocenas de Chachahuén (Kay 2002).

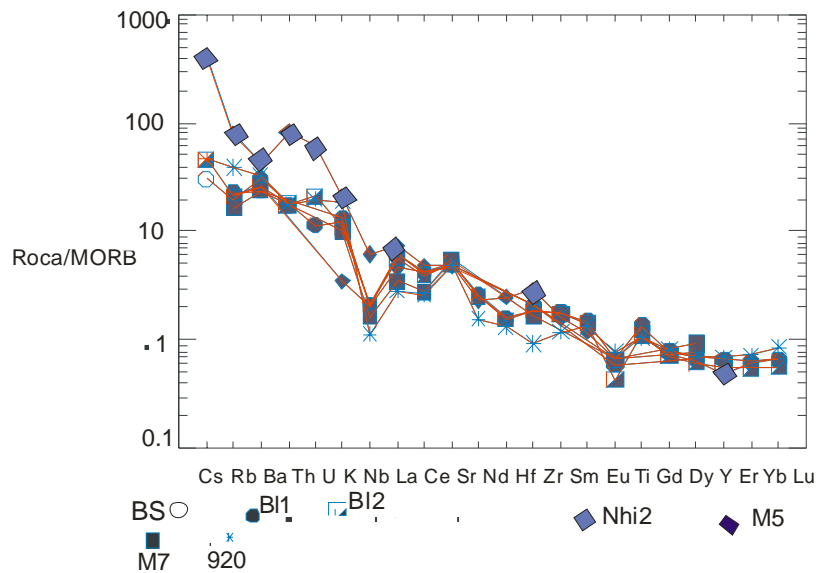


Figura 6.2.4.a Concentraciones de elementos traza normalizados a la composición de basaltos de dorsales centro-oceánicas (MORB) y ploteados de izquierda a derecha en orden creciente de compatibilidad en una fracción de fusión del manto (Pearce 1983).

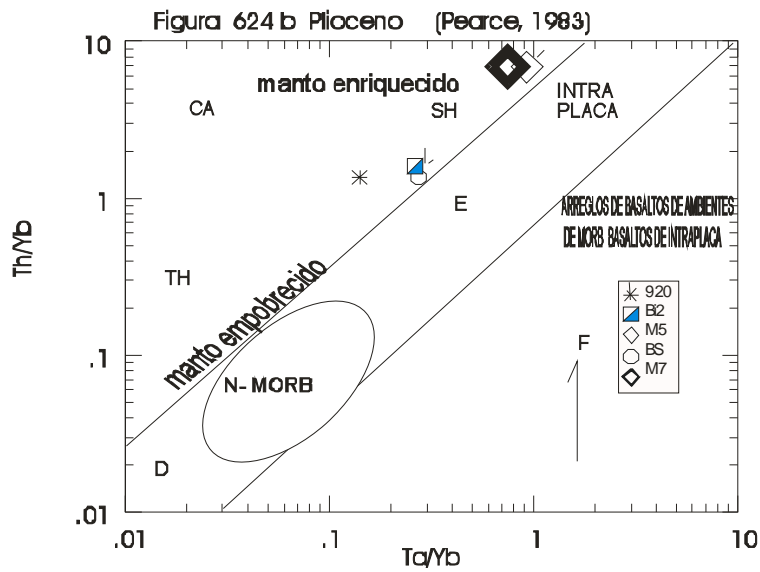


Figura 6.2.4.b. Diagrama Th-Ta-Yb de Pearce (1983) para las volcanitas pliocenas; estas se ubican dentro del campo de magmas de manto enriquecido y de transición.

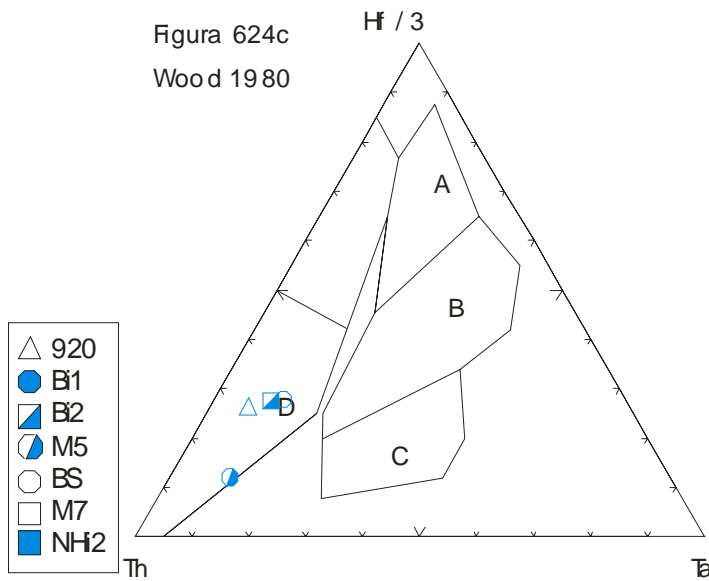


Figura 6.2.4.c Diagrama de discriminación tectónica de Wood (1980) para los basaltos de las Formaciones Cerro Centinela y Bella Vista. Campo A: N-MORB, B: E-MORB + intraplaca toleítico, C: intraplaca alcalino, D: arco volcánico.

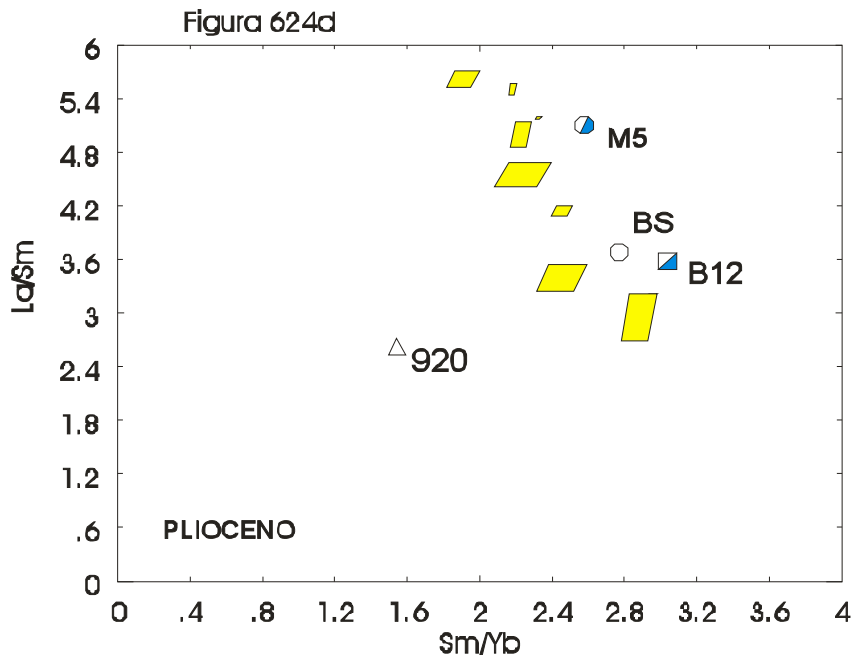


Figura 6.2.4.d Plioceno. Diagrama La/Sm vs. Sm/Yb de las volcánitas pliocenas, donde se observa la diferencia en el comportamiento de las tierras raras de unidades del Mioceno superior – Plioceno de Chachahuén (cuadriláteros amarillos, tomado de Kay *et al.*, 2006b).

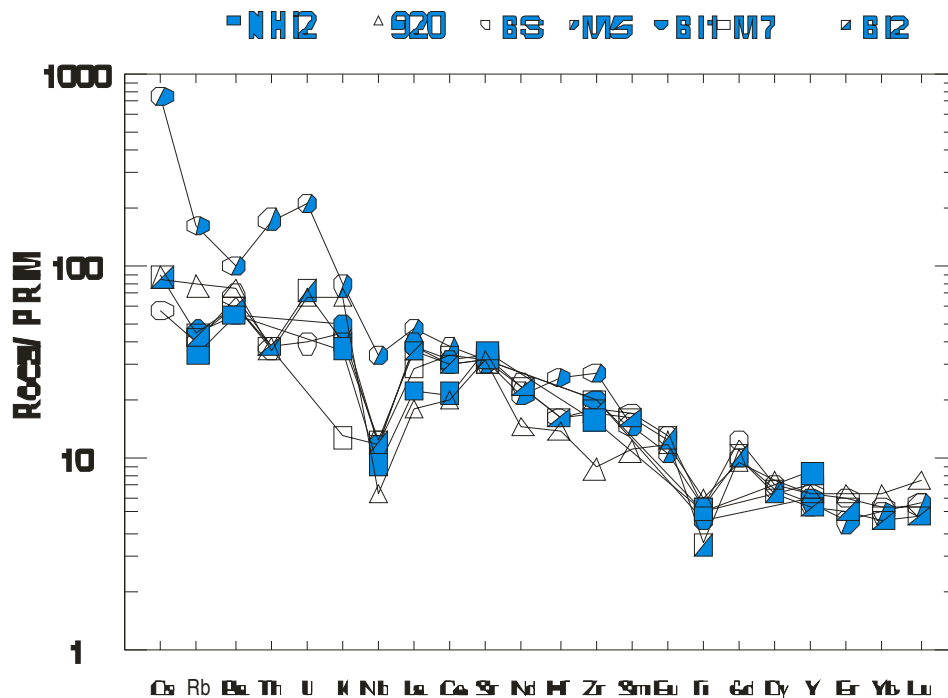


Figura 6.2.4.e Diagrama multielemento de las andesitas y basaltos de las Formaciones Cerro Centinela y Bella Vista. Los valores de manto primitivo corresponden a Mc Donough *et al.* (1991).

Análisis de las volcanitas pliocenas

En la Figura 6.2.4.o, la signatura de las tierras raras de rocas miocenas del volcanismo de Chachahuén (círculo y óvalos amarillos) se asemejan a las volcanitas pliocenas del “área clave”. La muestra 920 se aparta de la signatura media ubicándose en un ambiente de arco, las muestras M5 y M7 de la Formación Bella Vista se aproximan al carácter de fuente de retroarco a intraplaca.

En el diagrama normalizado a la composición de manto primitivo de Mc Donough *et al.* (1991) se observa cierta homogeneidad entre los basaltos Pliocenos, salvo en la muestra M5. Se observa un enriquecimiento de las tierras raras livianas (LILE) respecto de las (HFS) pesadas. La muestra M5 alcanza los valores más altos de LILE, M5 (6.I).

En la Figura 6.2.4.a se observan las concentraciones de elementos trazas normalizadas a la composición de basaltos de dorsales centro-oceánicas (MORB) y ploteados de izquierda a derecha en orden creciente de compatibilidad en una fracción de fusión del manto. Las muestras BS, B11, B12, M7, NHi2, 920 y M5 corresponden a basaltos y andesitas de la Formación Cerro Centinela y basaltos de la Formación Bella Vista.

En el diagrama 6.2.4.b Th-Ta-Yb de Pearce (1983) se observa que las volcanitas pliocenas ocupan el campo calcoalcalino (CA) y el límite de manto shoshonítico (SH) para basaltos de arco, con un cierto grado de enriquecimiento en la fase fluída. Ninguna muestra aparece en el campo de intraplaca o de MORB.

Los basaltos pliocenos en el diagrama de discriminación de Wood (1980) (Figura 6.2.4.c) se ubican en el campo D correspondiente a arco volcánico.

En la Figura 6.2.4.d aparecen las rocas del volcán Centinela, siendo M5 (volcán monogénico de la Formación Bella Vista) la más diferenciada. También se observa la diferencia en el comportamiento de las tierras raras de unidades del Mioceno superior-Plioceno del volcán Chachahuén (cuadriláteros amarillos), (Kay *et al.*, 2006b).

6.II.5. FORMACIÓN GUAÑACO (PLEISTOCENO)

Como se explicara en capítulos precedentes, en la región volcánica del cerro Centinela se han desarrollado tres grupos volcánicos el principal, por sus grandes dimensiones, está integrado por la Formación Cerro Centinela (Plioceno) de

composición andesítica, la Formación Bella Vista (Plioceno) integrada por numerosos conos monogénicos alineados de composición andesítica a basáltica y la Formación Guañaco (Pleistoceno) integrada por un centro volcánico poligénico de composición basáltica olivínica. Como se observa en el diagrama de Hildreth y Moor bath (1988) (Figura 6.2.5.o) estas lavas presentan cierta similitud con las lavas básicas del volcán Tromen (Kay 2002) discriminadas tectónicamente en un campo aproximado al retroarco.

Figura 6.2.5.o Diagrama Ba/Ta y La/Ta adaptado de Hildreth y Moor bath (1988) para las volcanitas de la Formación Guañaco y un cono monogénico de la Formación Bella Vista (5.2). Los círculos y cuadriláteros en amarillo corresponden a distintas lavas del Tromen y basaltos próximos al volcán Tromen (Kay 2002).

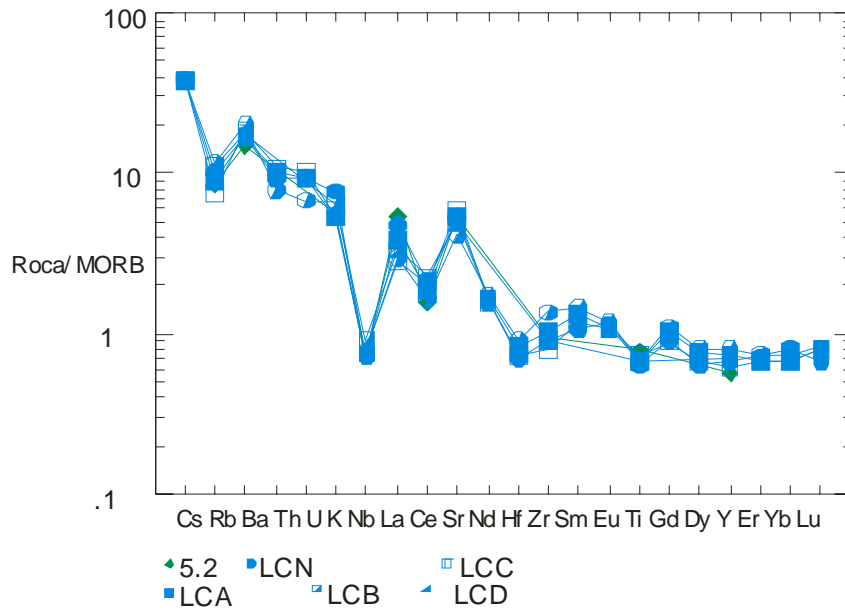


Figura 6.2.5.a Concentraciones de elementos traza normalizados a la composición de basaltos de dorsales centro-oceánicas (MORB) y ploteados de izquierda a derecha en orden creciente de compatibilidad en una fracción de fusión del manto (Pearce 1983).

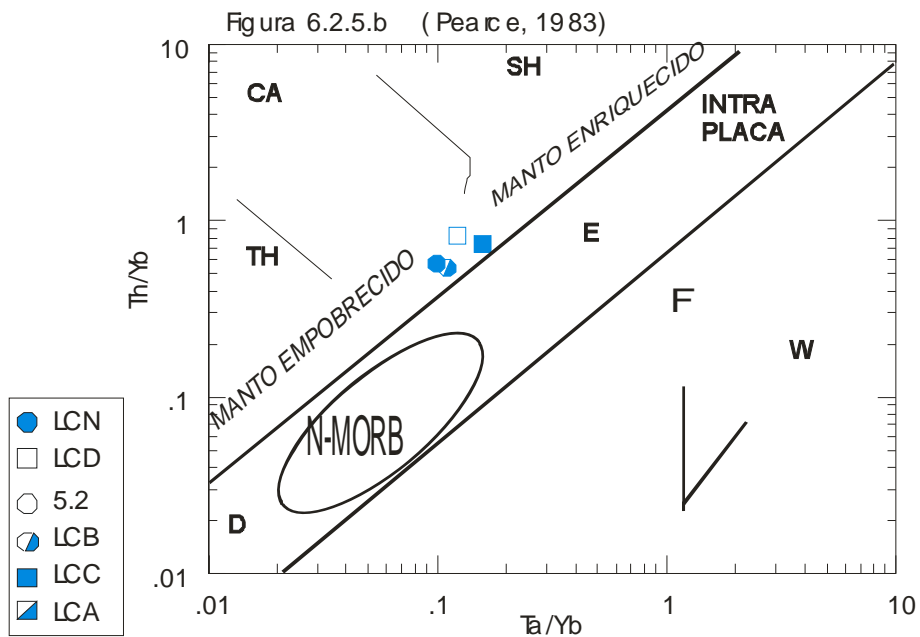


Figura 6.2.5.b. Diagrama Th-Ta-Yb de Pearce (1983) para las volcanitas pleistocenas; estas se ubican dentro del campo de magmas de manto transicional de manto empobrecido/enriquecido.

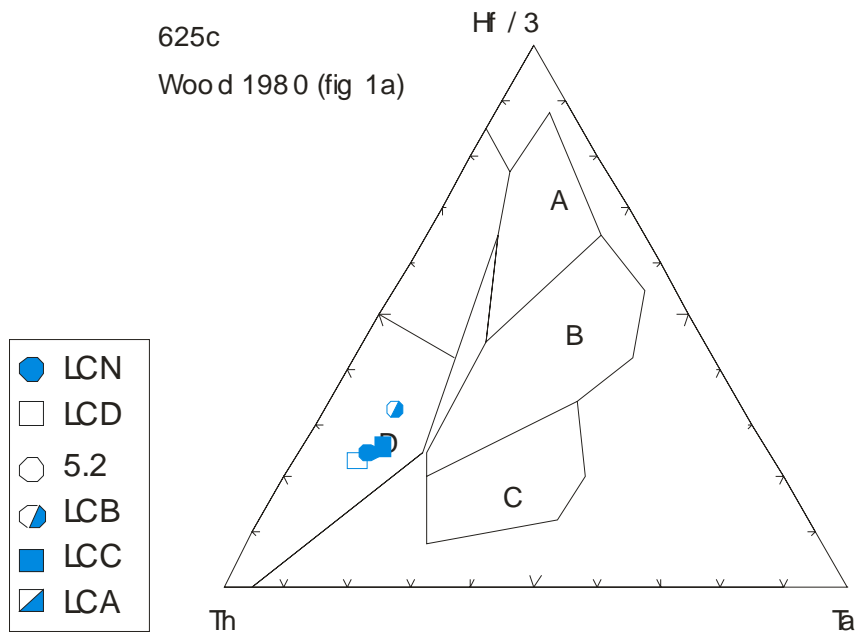


Figura 6.2.5.c Diagrama de discriminación tectónica de Wood (1980) para los basaltos de la Formación Guañaco. Campo A: N-MORB, B: E-MORB + intraplaca toleítico, C: intraplaca alcalino, D: arco volcánico.

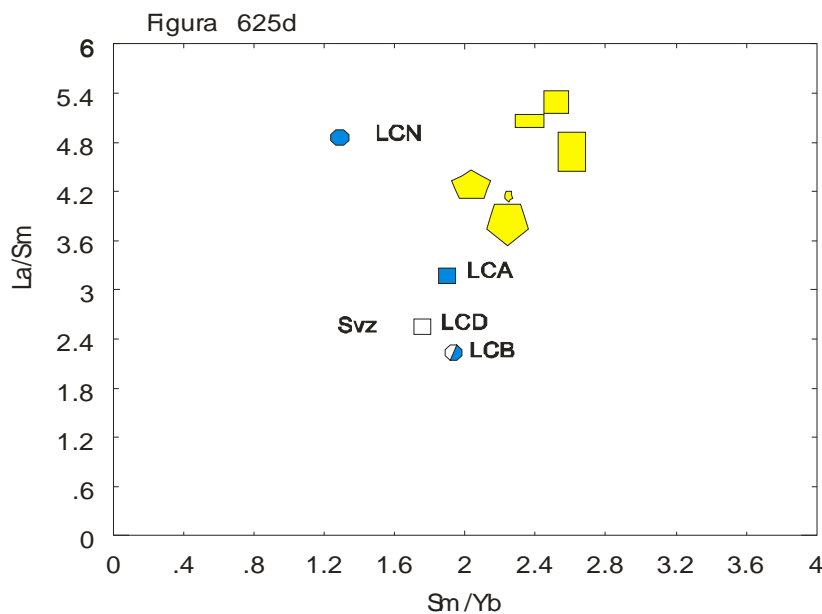


Figura 6.2.5.d. Diagrama La/Sm vs. Sm/Yb de las volcanitas de la Formación Guañaco, donde se observa la diferencia en el comportamiento de las tierras raras de unidades del Plioceno superior-Holoceno del volcán Tromen (rectángulos amarillos) y del cerro Tilhué/Bayo (polígonos amarillos), (Kay 2002).

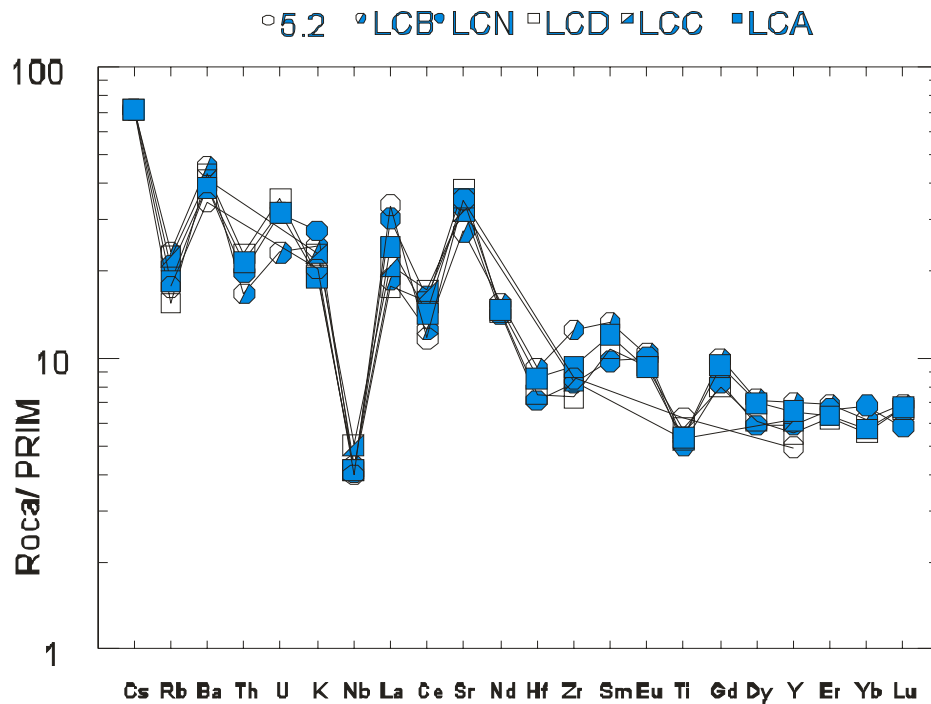


Figura 6.2.5.e Diagrama multielemento de los basaltos de la Formación Guañaco, los valores de manto primitivo corresponden a Mc Donough *et al.* (1991).

Análisis de las volcanitas pleistocenas

Las rocas de la Formación Guañaco presentan relaciones Ba/La entre 15 y 30 (Figura 6.2.5.o). La signatura de las tierras raras de rocas postpliocenas del volcán Tromen (círculo y cuadriláteros amarillos) se asemejan a las volcanitas pleistocenas del “área clave”. La muestra LCD y LCB son consideradas características de fuentes de arco.

Para basaltos evolucionados, andesitas y rocas corticales, la utilización de MORB es más conveniente que la de manto primitivo para normalizar rocas parentales. En la Figura 6.2.5.a se observan las concentraciones de elementos trazas normalizadas a la composición de basaltos de dorsales centro-oceánicas (MORB) y ploteados de izquierda a derecha en orden creciente de compatibilidad en una fracción de fusión del manto. Las muestras LCA, LCB, LCC, LCN y LCD corresponden a basaltos del volcán Guañaco, 5.2 a un volcán monogénico (Pleistoceno) del área de Bella Vista.

En la Figura 6.2.5.a se observan las concentraciones de elementos traza normalizados a la composición de basaltos de dorsales centro-oceánicas (MORB) y ploteados de izquierda a derecha en orden creciente de compatibilidad en una fracción de fusión del manto. Las muestras 5.2, LCN, LCC, LCD, LCA, LCB y LCD

corresponden a basaltos y andesitas de la Formación Guañaco y basaltos pleistocenos de Buta Mallín.

En el diagrama 6.2.5.b Th-Ta-Yb de Pearce (1983) se observa que las volcanitas pleistocenas ocupan el campo Calcoalcalino (CA) de basaltos de arco, con enriquecimiento transicional en la fase fluida. Ninguna muestra aparece en el campo de intraplaca o de MORB.

Los basaltos pleistocenos (Figura 6.2.5.c) en el diagrama de discriminación de se ubican en el campo D correspondiente a arco volcánico.

En el diagrama normalizado a la composición de manto primitivo de Mc Donough *et al.* (1991) (Figura 6.2.5.e) se observa cierta homogeneidad entre los basaltos pleistocenos. Los diagramas multielemento muestran un enriquecimiento de las tierras raras livianas (LILE) respecto de las (HFS) pesadas.

6.III ESTUDIO INTEGRADO DE LAS SECUENCIAS VOLCÁNICAS

Discriminar el comportamiento químico entre cada uno de los eventos es el primer paso para comprender la evolución geoquímica del volcanismo del Paleógeno y Neógeno de la región. En esta parte del capítulo, se presentará un estudio comparativo de los rasgos químicos de las unidades volcánicas del norte del área clave ya caracterizadas en los apartados anteriores, con el fin de evaluar los diversos procesos magmáticos que condicionaron la formación y evolución del volcanismo terciario de este sector de los Andes. Estos procesos se manifiestan a través de las variaciones que muestran las secuencias volcánicas en su signatura química a lo largo del tiempo y son el reflejo de los diversos cambios tectónicos que influyeron en la evolución del orógeno andino.

6.III.1 COMPORTAMIENTO GEOQUÍMICO Y PROCESOS INVOLUCRADOS

El comportamiento geoquímico de las rocas volcánicas y su relación con los procesos involucrados en la generación de las mismas ha sido estudiado por numerosos autores. Respecto del volcanismo de esta región del oeste y sur de la cordillera del Viento, la discusión se plantea, por un lado en la identificación de los procesos

magmáticos que originaron cada una de las asociaciones volcánicas, y por el otro, en los procesos tectónicos que influenciaron y controlaron su evolución.

Comparación en la cordillera de los Andes

Uno de los primeros modelos propuestos por Kay *et al.* (1991 y 2004) propusieron que la distribución, petrología y geoquímica de las rocas magmáticas terciarias de la cordillera de los Andes, indican que el espesor cortical y la región de fuente del manto han permanecido relativamente constantes en el arco desde el Eoceno hasta la actualidad. Según Kay (2002) “...esta observación contrasta con la variable evolución química de los magmas del retroarco de la cuenca neuquina, desde el Eoceno al Holoceno, con aquellos correspondientes al oeste de la cordillera del Viento”.

Por su parte Stern *et al.* (1990) propusieron una alternativa diferente, donde explicaron que las variaciones en la composición química de los magmas (entre el arco y el retroarco) se deben a un aumento de componentes corticales en la fuente, producto del mayor grado de erosión tectónica en el antearco. Nullo *et al.* (1997) presentaron otra hipótesis distinta para explicar los principales procesos petrogenéticos de las rocas volcánicas recientes, la que propone que los magmas se generaron en la cuña astenosférica, aunque, posteriormente, se contaminaron en gran escala en el límite manto-corteza o en la base de la corteza, según el procesos conocido como MASH (Hildreth y Moorbath, 1988). Es decir que tanto los factores relacionados con la placa inferior (geometría de la subducción, velocidad de erosión tectónica y subducción de sedimentos) como los factores vinculados con la placa superior (espesor y edad de la corteza) son importantes para explicar y producir no solo la segmentación espacial, sino también la segmentación química del arco andino.

6.III.2 VOLCANISMO BÁSICO: EL MANTO

Las lavas de composición básica son las que mejor representan el comportamiento y los procesos ocurridos en el manto. En la región de Andacollo, entonces, la evolución de las signaturas geoquímicas del manto se pueden evaluar a través de las manifestaciones volcánicas de la Formación Cerro Centinela y la Formación Bella Vista, de edad pliocena y de los basaltos pleistocenos del volcán Guañaco. Ambos grupos muestran características químicas similares, por ejemplo, en

cuanto a su tendencia subalcalina y carácter de arco. Sin embargo, un detallado análisis de los mismos evidencia diferencias significativas que permiten evaluar y reconocer las características de los magmas primarios.

6.III.3. VOLCANISMO INTERMEDIO A ÁCIDO: LA CORTEZA

En contraposición con las lavas máficas, las lavas de composición intermedia a ácida son las que mejor reflejan los procesos ocurridos en la corteza ya que, potencialmente contienen importantes componentes derivados de fundidos corticales. Las rocas que afloran en la región del oeste de la cordillera del Viento y presentan esta composición son las incluídas en las unidades volcánicas y volcanoclásticas que comprenden la actividad magmática desde el Eoceno hasta el Pleistoceno. Así es como la variación del comportamiento geoquímico de estas volcanitas –a lo largo del tiempo– evidencia los cambios en los procesos subcorticales registrados durante la evolución del arco Paleógeno y Neógeno desarrollado entre las latitudes de 37° y 38° de los Andes del Sur.

6.III.4 COMPORTAMIENTO DE LOS ELEMENTOS MAYORITARIOS

Mesozoico

Las volcanitas mesozoicas tienen carácter subalcalino, durante el Jurásico medio la composición de los magmas muestra mayor alcalinidad y acidez a través de los óxidos, resultado de su grado de diferenciación, posiblemente a la continentalización y el desarrollo de un arco. Éstas se aproximan al límite toleítico, si bien su composición respecto a álcalis-FeO total y MgO es calcoalcalino.

Las rocas cretácicas son de carácter más básico (basaltos, K-medio) que las jurásicas de la Formación Nahueve (andesitas basálticas, K-bajo a medio) y en los porcentajes de elementos mayoritarios se observan tendencias menos diferenciadas respecto a la evolución geoquímica durante el Jurásico medio.

Paleógeno

La geoquímica del volcanismo Paleógeno (Grupo Molle, Serie Andesítica) tiene

carácter subalcalino. Estas se aproximan al límite toleítico, si bien su composición respecto a la relación álcalis-FeO total-MgO es calcoalcalino. Los diques de Los Carrizos muestran mayor acidez y se acercan al extremo de los álcalis. De acuerdo al diagrama de clasificación TAS (Figura 6.2.1) las rocas básicas del área Los Carrizos se clasifican como basaltos y andesitas, cabe destacar que esta unidad no desarrollo rocas de composición ácida, esto concuerda con las características petrográficas observadas. Por su parte, en el diagrama K_2O vs SiO_2 de Le Maitre (1989) las rocas volcánicas intermedias y básicas se ubican en el campo de medio-K. (Figura 6.2.2).

Las rocas paleógenas son de carácter básico, intermedio y ácido (basaltos, andesitas basálticas andesitas y dacitas, y el contenido de K es de medio-K a bajo-K en las más básicas. En los porcentajes de elementos mayoritarios se observan tendencias de diferenciación normal respecto a la evolución geoquímica durante el Paleoceno superior-Eoceno-Oligoceno. En la Figura 6.a.1.ii puede observarse que la muestra más básica corresponde al A° Tracalén y coincide con el extremo de la composición del magma parental, considerando una línea de evolución magmática a partir de un líquido originario único (Turner y Verhoogen, 1963). Asimismo, las andesitas del cerro Palao presentan una tendencia toleítica. Las rocas de la Formación Cayanta (Figura 6.a.1.i) guardan cierta tendencia que se correlaciona con las muestras del A° Tracalén y Cerro Negro. Los diques de Los Carrizos corresponden a las rocas más ácidas y se ubican en el extremo de los álcalis en el diagrama AFM. (Figura 6.a.I.i).

Mioceno

La geoquímica del volcanismo mioceno (diques y volcanitas de Buta Mallín, Cerro Columpio, Mandolegüe) tiene carácter subalcalino. Su composición respecto a la relación álcalis-FeO total-MgO es principalmente calcoalcalino, si bien las volcanitas de la Formación Mandolegüe (véase Figura 6.2.3.b, MC1) presentan tendencias toleíticas. Las rocas magmáticas de los cerros Columpio y Moncol muestran mayor acidez y se acercan al extremo de los álcalis.

Las rocas miocenas son de carácter básico, intermedio y ácido (basaltos, andesitas basálticas andesitas y dacitas, y el contenido de K corresponde al Medio-K. En los porcentajes de elementos mayoritarios se observan tendencias de diferenciación normal respecto a la evolución geoquímica durante el Mioceno. Para la descripción geoquímica de este grupo se presentan en el cuadro 6.II. (Tabla 6.I Anexo) los únicos

datos químicos existentes, ya que no existen estudios realizados precedentemente, para complementar los datos propios.

El plutón del cerro Columpio constituye uno de los eventos más importantes en lo que respecta a la evolución magmática y tectónica durante el Mioceno. Este plutón se caracteriza como una unidad independiente tanto por su litología como por su uniformidad geoquímica. Las descripciones texturales permiten inferir que existió una deformación frágil a dúctil en etapa subsólida que no obliteró evidencias magmáticas anteriores. El análisis mineralógico, geoquímico e isotópico (K-Ar de roca total y cristales de biotita) permitieron identificar un granitoide (Granodiorita Cerro Columpio) con evidencias de foliación magmática y leve deformación frágil - dúctil. El estudio de la edad de cristalización del intrusivo indica la representación de un bloque elevado dentro del magmatismo mioceno.

Plioceno

La geoquímica del volcanismo Plioceno (Formaciones Cerro Centinela, y Bella Vista) tiene carácter subalcalino. Éstas se aproximan al límite toleítico, si bien su composición respecto a la relación álcalis-FeO total-MgO es calcoalcalino. Algunas andesitas de la Formación Bella Vista muestran mayor acidez y se aproximan al extremo de los álcalis. Las rocas pliocenas son de carácter intermedio (andesitas basálticas y andesitas), y el contenido de K es de medio-K a alto-K, salvo el volcán M7 de la Formación Bella Vista, andesita de Bajo-K. En los porcentajes de elementos mayoritarios se observan tendencias de diferenciación normal respecto a la evolución geoquímica durante el Plioceno Medio a Superior.

Pleistoceno

La geoquímica del volcanismo Pleistoceno (Formación Guañaco y volcanes Pleistocenos) tiene carácter subalcalino. Éstas se aproximan al límite toleítico, si bien su composición respecto a la relación álcalis-FeO total-MgO es calcoalcalino. Los basaltos del volcán Guañaco muestran menor acidez y se acercan al extremo de los ferromagnesianos. Las rocas pleistocenas son de carácter únicamente básico (basaltos y andesitas basálticas) y el contenido de K es de medio-K. En los porcentajes de elementos mayoritarios se observan tendencias de diferenciación normal respecto a la

evolución geoquímica durante el Pleistoceno.

6.III.5 SIGNATURA DE LOS ELEMENTOS TRAZAS

Hasta aquí se ha evidenciado que el comportamiento de los elementos trazas de las volcánicas paleógenas y neógenas reflejan una signatura de arco volcánico de tipo continental. Cuando se analizan, con mayor detalle y en forma conjunta, distintas relaciones de estos elementos, se puede apreciar también esta afinidad de arco y algunas diferencias particulares que hacen a la génesis de cada evento volcánico acontecido.

Tal como resumen Hildreth y Moorbath (1988) las relaciones Ba/La, Ba/Ta y La/Ta son las que mejor discriminan las suites volcánicas entre ambientes de subducción, los MORB y OIB. En las Figuras 6.2.1.o, 6.2.2.o, 6.2.3.o, 6.2.4.o y 6.2.5.o se graficaron las relaciones Ba/Ta vs. La/Ta para la suite de rocas volcánicas estudiadas, teniendo en cuenta su contenido de SiO₂; también se indican, en el gráfico, el rango de valores para los MORB, los OIB (Basaltos de islas oceánicas) y para las rocas de arco de la Zona Volcánica Sur caracterizada por Hickey *et al.* (1986) como de alta y baja abundancia (HAM y LAM). Las relaciones Ba/Ta de la secuencia Eocena-Pleistocena son (en su mayoría) mayores a 450, características de ambiente de arco (Gill 1981), así como las relaciones La/Ta mayores a 25 también indican la afinidad de esta secuencia con una signatura de arco volcánico continental. A modo de comparación, se plotearon en las Figuras 6.2.1.a, 6.2.2.a, 6.2.3.a, 6.2.4.a y 6.2.5 a los valores de las rocas paleógenas, miocenas, pliocenas y pleistocenas, que como se observa, comprenden el rango de los MORB.

En la Figura 6.2.5.d aparecen las rocas del volcán Guañaco con una clara diferenciación, siendo LCN la roca más diferenciada. También se observa la diferencia en el comportamiento de las tierras raras de unidades del Plioceno superior-Holoceno del volcán Tromen (rectángulos amarillos) y del cerro Tilhué/Bayo (polígonos amarillos), (Kay *et al.*, 1991). Volcanes de arco de la zona volcánica sur (SVZ) se ubican en el campo de las rocas menos diferenciadas del volcán Guañaco.

6.III.6 RESUMEN Y CONSIDERACIONES ACERCA DE LA PETROGÉNESIS DE VOLCANISMO

Las muestras mesozoicas muestran diferentes grados de diferenciación y

enriquecimiento entre las jurásicas y los basaltos Cretácicos, ocupando los últimos los campos de arco en el diagrama Ba-La-Ta, y menos enriquecimiento de elementos traza LILE. La muestra M710 cretácica presenta una marcada signatura de arco. En la Figura 6.2.1.b (Th-Ta-Yb de Pearce 1983) se observa que las volcanitas mesozoicas ocupan el campo Calcoalcalino (CA) de basaltos de arco, con enriquecimiento transicional en la fase fluida. También se destaca que ninguna muestra aparece en el campo de intraplaca o de MORB.

La variación geoquímica que presenta el volcanismo del “area clave”, desde el Paleoceno al Pleistoceno evidencia los procesos que involucran tanto al manto como a la corteza. Por su parte los procesos corticales están mejor representados por las volcanitas de composición más ácida a intermedia –en este caso la suite calcoalcalina miocena- que pudieron incorporar fundidos y componentes corticales, a través de procesos de mezcla y asimilación, que modifican el desarrollo del proceso de cristalización fraccionada. Las lavas más básicas –en este caso los basaltos Pleistocenos de la Formación Guañaco son los mejores indicadores de los procesos desarrollados en el manto.

La identificación del proceso petrogenético involucrado en la generación de una suite magmática requiere un análisis detallado tanto de las características mineralógicas, petrográficas y geoquímicas de la misma. Sin embargo, el mejor análisis para descifrar un proceso genético está basado en el comportamiento de los elementos traza.

Las lavas miocenas se caracterizan también por presentar rasgos de elementos traza diferenciados según las regiones. En el diagrama La/Ta y Ba/Ta los volcanes de Mandolegüe muestran patrones marcados dentro del campo de arco, mientras que los del norte, los diques de Buta Mallín, basaltos de Buraleo y la región del cerro Centinela se ubican con índices más bajos que se aproximan al entorno de retroarco. La muestra M020 del Cerro Moncol presenta valores inferiores a $Ba/La=10$. En el diagrama de Pearce (1983) las concentraciones de elementos traza de rocas normalizadas a MORB esta muestra presenta mayor enriquecimiento de elementos LILE comparada con las restantes.

De las rocas analizadas comparativamente en los diagramas TAS (Le Maitre 1989) se observa la suite de andesitas basálticas y andesitas pliocenas en el campo alcalino, asimismo la suite pliocena presenta rocas con Alto-K. Esta característica la presentan muestras de conos monogénicos de la Formación Bella Vista. Del análisis de la observación de algunos parámetros de diagramas La/Ta vs. Ba/Ta se observan las lavas

de la Formación Cerro Centinela en una signatura de retroarco a intraplaca. La muestra 920 (Formación Reñileuvú) presenta una relación Ba/La $> 40^\circ$ y muestra una signatura de lavas de arco. Otro aspecto particular de la suite pliocena se observa en el diagrama Th-Yb-Ta de Pearce (1983) Figura 6.2.4.b., las muestras de los volcanes de Bella Vista ocupan el campo de magmas shoshoníticos.

De las concentraciones de elementos traza normalizados a MORB (Figura 6.2.5.a) se observa en las rocas pleistocenas una tendencia deficiente de elementos incompatibles en relación a los diagramas multielementos de Weaver y Tarney (1984) para elementos de corteza continental inferior y superior. Confirmando así que las rocas del volcán Guañaco y conos Pleistocenos de Bella Vista corresponden a génesis de corteza inferior.

CAPÍTULO 7

7.1 EVOLUCION MAGMATO-TECTÓNICA

En el oeste de Sudamérica a los 37° S ocurre un importante cambio tectónico y volcánico. En la Zona Volcánica Sur de los Andes, este cambio tectónico relevante, coincide con un estilo de volcanismo diferente. A lo largo del margen de Chile Central, la “Trinchera de Chile” está subduciendo corteza oceánica generada a partir de dos centros de expansión (“*spreading centres*”). Al norte de los 38° S, la trinchera subduce corteza formada al menos hace 35 Ma en el centro de expansión Pacífico-Farallón y está limitada por dos Zonas de Fractura (ZF) asociadas. La que limita al norte es la ZF Mocha, alineada con rumbo N 60° E, y la ZF Valdivia alineada con rumbo N 80° E conforma el límite sur de esta región. La extensión en el continente de esta zona triangular entre corteza oceánica de distintas edades, ZF Mocha-Valdivia, coincide con el cambio en el volcanismo. Entre las latitudes de 36° S y 38° S, estratoconos andesíticos y de lavas máficas en general, forman una cadena montañosa con una alineación NNE-SSW. Dentro de esta cadena, no obstante, muchos centros están dispuestos en filas NO-SE sugiriendo que las fracturas con esta orientación intersectan fallas asociadas con el frente de subducción. Se han identificado extensas áreas basálticas de plateau lavas en toda esta zona (Niemeyer y Muñoz, 1983; Suárez y Emparán, 1997; Rovere 1998; Kay y Copeland, 2006) sugiriendo el dominio del volcanismo fisural al menos en los estadios tempranos del desarrollo volcánico, desde el Plioceno tardío hasta el Pleistoceno inferior.

La región del noroeste neuquino presenta distintos comportamientos tectónicos, estas variaciones son más evidentes entre el margen oeste de la cordillera del Viento, la región del “área clave” y hacia el sur en el volcán Copahue. En la provincia de Neuquén la cuenca neuquina se desarrolló como una cuenca de *rift* originada durante el Mesozoico Temprano. Durante el Jurásico Medio el volcanismo evolucionó con una orientación aproximadamente similar a la distribución del arco volcánico actual, y la Formación Nahueve representa el volcanismo Jurásico al oeste de la cordillera del Viento. Fue invertida durante varios estadios; a partir del Cretácico medio, como resultado de la compresión Andina (Ramos 1998; Cobbold y Rossello, 2003). Durante el Cretácico superior (94 Ma) el volcanismo evolucionó con características geoquímicas y petrotectónicas que indican un magmatismo de arco. No obstante, se considera que la Formación Epu Lauquen se inició durante la Fase Miránica Principal y finalizó durante

la Fase Mapúchica (discordancia principal Mesozoico-Terciario).

La Serie Andesítica (Llambías y Rapela, 1989; Rapela y Llambías, 1983; Kay 2002) denominada Grupo Molle por Rovere *et al.* (2004a) se desarrolló en un ambiente de arco durante la Fase Incaica. Los primeros autores citados diferencian a la Formación Cayanta como rocas Eocenas de arco y a la Formación Colipilli de retroarco. Este concepto surge de la interpretación de sus indicadores petrotectónicos. Este concepto coincide con el análisis y las interpretaciones geoquímicas realizadas en este trabajo, correspondientes a la Formación Cayanta, principalmente en los afloramientos más occidentales, a lo largo del río Nahueve. Las rocas de la Formación Cayanta poseen firmas geoquímicas propias de un magmatismo calcoalcalino característico de rocas de arco.

Entre las exposiciones más occidentales de los estratos Mesozoicos y el arco volcánico de la Cordillera Principal, se desarrollaron cuencas tectónicas intermontanas donde se acumularon gruesos depósitos continentales desde el Oligoceno superior al Mioceno inferior (Leanza *et al.*, 2002). Estas cuencas (Formaciones Cura Mallín en Chile, Arroyo Palao, Lileo, hacia el sur Loncopué y Catan-Lil) se desarrollaron en un ambiente compresional, próximos a retrocorrimientos que vergen hacia el oeste. Llambías *et al.* (2007) y Cobbold *et al.* (2006) analizaron los estratos de crecimiento en los alrededores de pliegues y fallas reversas.

Evolución tectonomagmática durante el Neógeno

La tectónica compresiva más intensa del Terciario ocurrió durante el Mioceno, quizás por la Fase diastrófica Pehuénchica, o bien la Quéchuica, o ambas. El Mioceno se caracterizó por el emplazamiento de intrusivos y diques como se observan en las laderas occidentales de la cordillera del Viento próximas a Huinganco y Andacollo (Kay, 2002), en los diques de la Formación Trapa-Trapa, en el valle La Tregua; en el endomamiento térmico en el campo de minivolcanes de la cordillera Mandolegüe y en la deformación a lo largo de fracturas con estratos plegados de las Formaciones Arroyo Palao y Lileo. Durante el Mioceno ocurrieron dos Fases Diastróficas (Pehuénchica durante el Mioceno Medio y Quéchuica en el Mioceno Superior) y los rasgos geológicos y estructurales indican emplazamiento magmático, orogenia y deformación.

Si se consideran los modelos volcano-tectónicos de *flood basalts* o de grandes mantos basálticos y fisurales originados a partir de ascenso de magmas mantélicos poco

diferenciados, el volcanismo plioceno es el que más se asemeja. A partir de una tectónica de *rifting*, la tectónica transtensiva debió ser importante desde comienzos del Plioceno (5 - 4,5 Ma) hasta el Plioceno alto (2,5 Ma.) en el segmento entre 37° y 38° S. No obstante, la incidencia en la dinámica entre las Zonas de Fractura (Z.F. Mocha y Valdivia) generaron centros de fusión parcial (Hirano *et al.*, 2006) con pequeños volcanes alineados (*petit spots*), sin implicar esto una tectónica extensiva regional. La Fase Diaguítica se desarrolló a fines del Plioceno y comienzos del Pleistoceno, en el sector norte implicó tectónica (posiblemente con pulsos de ascenso en el bloque de la cordillera del Viento) y migración del arco volcánico hacia el oeste, volcán Antuco I. En el sector sur se manifiesta tectónicamente en un colapso (o una subsidencia) de la caldera del Agrio-Caviahue, y en el magmatismo por el comienzo del volcanismo de Copahue.

Hasta el Plioceno alto (2,6 - 2,3 Ma) tanto el campo volcánico centrado en los cerros Centinela-Huaraco como el campo volcánico centrado en el volcán Caviahue-Del Agrio (actual caldera) desarrollaron procesos magmato-tectónicos relativamente similares. Esto se explica a través de las características petrológicas y geoquímicas similares que guardan las Formaciones Cerro Centinela y Hualcupén, además de ser contemporáneas, representan el mayor volúmen de magma extruído durante el Neógeno. Esto se observa claramente en las grandes extensiones de mesetas basálticas de las Formaciones Hualcupén (sur) y Cerro Centinela (“área clave”). La Formación Reñileuvú (mesetas basálticas situadas entre las dos unidades mencionadas) también se correlaciona con estas unidades pliocenas. Los mantos de lava debieron originarse en un centro volcánico próximo al paso Pichachén, no determinado aún, debido a que el ángulo de la base se incrementa y se adelgazan (acuñan) las coladas hacia la frontera.

Durante el Plioceno Superior comenzaron a distinguirse el volcanismo del sur y el del norte.

Desarrollo de la caldera del Agrio

A los 2,6 - 2,0 Ma se produjeron episodios de alto VEI (Índice de Explosividad Volcánica; Newhall y Self, 1982) en el Complejo Volcánico Caviahue. Estas grandes erupciones explosivas originaron y desarrollaron calderas a través de fracturas normales (Gudmundsson 1988) y circunferenciales (Saunders 2005) en la caldera del Agrio. Dando lugar a la formación de ignimbritas (Riscos Bayos, Riscos Negros y numerosos flujos piroclásticos ácidos) de la Formación Riscos Bayos (Linares y Oстера, 1995;

Linares *et al.*, 1999 y Rovere *et al.*, 2004a). Estos flujos dan idea de la magnitud de las explosiones que indujeron al progreso de la subsidencia de la caldera del Agrio. Todos los procesos de subsidencia caldérica de los Andes del Sur son tectónicos y magmáticos. Tectónicos debido a que se desarrollaron a través de planos de falla; y magmáticos debido a que emplazamientos de plutones o diques intruyeron con magmas diferenciados y produjeron explosiones (Newhall y Dzurisin, 1988) posteriormente a los grandes volúmenes de magma erupcionado, la compensación por el vaciamiento (*depletion*) (Francis, 1983), y la presión confinante y superficial sumado a un nuevo volumen de sobrepeso (Petrinovic, 1999) generó subsidencia (colapso). Particularmente en la caldera del Agrio, este colapso ocurrió en sucesivos pulsos explosivos, en distintos sectores y con variada intensidad dando lugar a una caldera irregular y asimétrica. La Formación Trapa-Trapa (Mioceno superior) y el vaciamiento de grandes volúmenes de lava dieron lugar al debilitamiento y la fracturación. Estos procesos pudieron dar lugar a la formación de calderas crípticas o enterradas (Viramonte y Petrinovic, 1990) junto con fallas circunferenciales (Saunders 2005) (caldera Trapa-Trapa, González Ferrán 1972 y 1995). La Formación Hualcupén es la manifestación del volcanismo plioceno durante la etapa pre-caldera. El gran volumen de magma erupcionado en este período denota la magnitud que tuvo el vaciamiento de las cámaras magmáticas y, sumado al vaciamiento magmático durante el Mioceno (Formación Trapa-Trapa), se generó la subsidencia de la caldera del Agrio. El término subsidencia se considera más apropiado debido a la velocidad de descenso, iniciada en las primeras explosiones de flujos ácidos (Tobas Pumíceas, según Linares *et al.*, 1999) a los 2,63 Ma y finalizado aproximadamente a los 0,6 Ma. Este proceso lo evidencian las edades de los domos ácidos y flujos ignimbríticos observados en el Domo Ácido y en las riolitas de los cerros Bayo y Trolón (véase Tabla 5.VI, Capítulo 5). La caldera es asimétrica con una leve inclinación hacia el este y presenta una fosa o *focci* en el margen norte. El desarrollo del volcán Copahue durante el inicio de la subsidencia también generó una componente angular que intercedió en la asimetría de la caldera. El estudio sobre el origen de “la herradura” denominación que recibe el área que encierra la laguna del Agrio al este, y otros núcleos abovedados, (Rovere 2003) a partir de un domo resurgente marginado por una fractura circunferencial (Acocella *et al.*, 2000; Saunders 2005) se encuentra aún en estudio.

Los petit spots o minivolcanes

A fines del Plioceno, en el “área clave” cesó el volcanismo central (y fisural) del Complejo Volcánico Los Miches centrado en los cerros Huaraco-Centinela. Entre 2,6 Ma y 1,4 Ma hubo un silencio (“*gap*”) volcánico, ya que no se registraron datos de rocas de este período. Centros poligénicos de dimensiones menores como el volcán Guañaco, a los 1,3 – 1,4 Ma emitieron lavas basálticas, las suites menos diferenciadas (más primitivas) analizadas en este trabajo. Posteriormente pequeños conos o *petit spots* (Hirano *et al.*, 2006) monogénicos de brechas y escoria se originaron en aislados episodios hasta el Pleistoceno medio (0,9 Ma), el origen de estos minivolcanes se explicó en el Capítulo 4. Desde entonces y hasta la actualidad no existió volcanismo en el “área clave”.

Generalidades tectónicas sobre la distribución, densidad y tamaño de los volcanes

La distribución espacial de conos volcánicos monogénicos (conos de lava, de cenizas, domos, maares, etc.), sus características morfométricas y distribución espacial están directamente relacionadas a los sistemas de fracturación que los alimenta (Tibaldi 1995). El espaciamiento de volcanes y su relación con el espesor cortical en límites de placa convergentes y divergentes han sido tema de debate durante mucho tiempo (Vogt, 1974). Sin embargo, se ha comprobado la relación entre edificios volcánicos con homogeneidad litológica entre sus lavas (Mazzarini 2004) y el espesor cortical y litosférico. Hirano *et al.* (2006) proponen que pequeños volcanes eruptados a lo largo de fracturas litosféricas pueden ser originados en respuesta de la flexión de placa durante la subducción. Extensiones menores de fusión astenosférica, el alineamiento (a lo largo de fracturas tectónicas) de volcanes y la progresión cronológica en dirección opuesta al movimiento de la placa proveen evidencia de la presencia de un pequeño porcentaje de fusión en la astenósfera.

Migración de cámaras magmáticas y variaciones en la disposición del eje del arco volcánico. Plioceno-Pleistoceno-Holoceno

Durante el Plioceno medio, la actividad volcánica disminuyó drásticamente en toda la región, como se comprueba en los afloramientos del volcán Guañaco, en las lavas de Agua de los Sapos, del cerro Paila y del arroyo El Catreo. Los lahares

pleistocenos situados en la bajada de Los Miches y la desembocadura del río Reñileuvu representan vestigios de actividad volcánica e interacción con agua o hielo. Durante el Pleistoceno, la ubicación de los centros volcánicos cambió drásticamente. Al oeste del “área clave”; a lo largo de una faja N-S cerca del actual límite entre Argentina y Chile el magmatismo del volcán Antuco tuvo lugar con episodios de gran intensidad, sin embargo no hubo migración de la cámara magmática durante los períodos de calma. Al sur en el área de Copahue, dicha migración no tuvo desplazamiento significativo y continuó en el Pleistoceno, aunque con menor energía eruptiva.

El volcanismo Ándico plioceno entre 37° y 38° S produjo extensos volúmenes de flujos lávicos y piroclásticos que algunos autores (Casertano 1963 a y b; Muñoz Bravo *et al.*, 1989; Moreno y Naranjo, 1991) compararon con el volcanismo eoceno en Chile y Argentina.

Un análisis regional de 3 volcanes distantes 50 km entre sí llevaron al análisis de los desplazamientos de cámaras magmáticas durante el Neógeno, éstos son: 1) Centinela-Huaraco en Los Miches, 2) Caviahue-Copahue (Argentina) y 3) Antuco I, II y III (Chile).

Como se mencionó anteriormente existe cierto paralelismo entre el Complejo Volcánico Los Miches y Caviahue, particularmente durante el Plioceno. Los grandes volúmenes de lavas andesítico-basálticas cesaron en la región del cerro Centinela a los 2,6Ma (aproximadamente) (véase cuadro 6.VII, muestra 4.2) y entre los 2.0 y 2.63 Ma el colapso caldérico del Agrio (o Caviahue), evidenciado por el gran desarrollo de las ignimbritas de la Formación Riscos Bayos. La generación de una caldera evidencia procesos tectónicos de carácter extensional a menos de 5 km de profundidad (Marsh 1984; Acocella *et al.*, 2000). En el cuadro 5.VI (Capítulo 5) se observan diferentes edades para rocas de composición ácida que podrían indicar pulsos de subsidencia o colapso (Troll *et al.*, 2002). Según Linares *et al.*, (1999), dataciones en las Tobas Pumíceas (Formación Riscos Bayos) indican edades entre 2,63 y 2,05; el Domo Ácido 1,10 y 0,9 Ma., Cerro Trolón 0,66 Ma. y Cerro Bayo 0,62 Ma. Estos datos sugieren la hipótesis de un colapso caldérico en ciclos.

Las características iniciales del desarrollo evolutivo del Complejo Volcánico Los Miches son similares a las del Complejo Volcánico Caviahue durante el Plioceno. No obstante en el Pleistoceno inferior, cuando iniciaron los episodios eruptivos de los volcanes Copahue al sur Antuco al oeste, en Chile; disminuyó progresivamente la actividad volcánica de las Formaciones Cerro Centinela, Bella Vista y Guañaco (en el

"área clave"), hasta cesar a los 0,9 Ma, (véase cuadro 6.VIII, muestra 5.2). El volumen de material erupcionado por el centro Centinela-Huaraco cubre más de 300 Km² y su espesor en las nacientes del arroyo Huaraco hasta el soma, supera los 1300 metros.

1) *Centinela-Huaraco*, y *Volcanes Guañaco* y *Agua de los Sapos*. En "el área clave" los volcanes Centinela (2,6 Ma) – Guañaco (1,3 Ma) -M 5.2 (último desde 0,9 Ma) permanecieron en silencio volcánico hasta la actualidad.

2) *Caviahue-Copahue*: En la caldera del Agrio (o Caviahue) la cámara magmática "migró" y/o cesó su intensidad. Esto puede comprobarse con los estudios geocronológicos de las muestras del Complejo Volcánico Caviahue (Linares *et al.*, 1995; Linares *et al.*, 1999 y 2001) y con el análisis estratigráfico (Rovere *et al.*, 2004a; Rovere 2003) del volcán Copahue y la caldera del Agrio. La cámara magmática se mantiene activa unos 15 kilómetros (en superficie) hacia el oeste (aunque con menor intensidad que en el Pleistoceno) en el actual volcán Copahue (Muñoz *et al.*, 1992; Mamaní *et al.*, 2000; Rovere y Mamaní, 2006).

3) *Volcán Antuco I, II y III*: El estratocono del volcán Antuco más antiguo tiene una edad de 0,3 Ma. (Niemeyer y Muñoz, 1983), colapsó para formar una caldera y un extenso "depósito de avalanchas de detritos" (Thiele *et al.*, 1998; López Escobar *et al.*, 1981). Varela *et al.* (1988) identificaron tres estratoconos separados que crecieron sobre el antiguo basamento (Clapperton, 1993). 'Antuco I' se desarrolló entre ca. 100-80,000 años antes de su colapso. 'Antuco II' evolucionó durante el último estadio del Último Glacial Máximo (UGM) antes de colapsar hacia el oeste formando la avalancha de detritos del Río Teno (16,000 a 11,000 años BP, Thiele *et al.*, 1998). Antuco III se construyó principalmente durante el Holoceno temprano. Por estudios de maderas relacionados con las avalanchas que tuvieron lugar durante los colapsos, el crecimiento fue muy rápido antes de colapsar cada edificio.

CAPÍTULO 8

8.I DISCUSIONES

En este capítulo se exponen temas que fueron desarrollados en el ámbito de la investigación y que por su importancia e impacto en la evolución magmato tectónica de la región merecen tratarse separadamente.

8.I.1 REASIGNACIONES CRONOESTRATIGRÁFICAS

Las unidades formacionales que se tratan a continuación fueron reinterpretadas en su posición estratigráfica, o adaptadas en su nomenclatura respetando la toponimia araucana.

Formación Epu Lauquen: La Formación Epu Lauquen (Epulauken: Pesce 1981) se encuentra plegada en diferentes áreas con variada intensidad. Hacia el norte del “área clave”, en las lagunas de Epu Lauquen, esta unidad se halla plegada junto con los estratos de la formación Arroyo Palao. En la región del cerro Columpio, sobre el río Buraleo, infrayace discordantemente a las Formaciones Arroyo Palao y Trapa-Trapa, por lo que se confirma una edad máxima premiocena. El plutón Cerro Columpio intruye parcialmente dicha unidad en el sector norte. Las edades estimadas por Pesce (1981) refieren a episodios discordantes vinculados a la fase Patagónica en el Cretácico inferior y el límite Cenomaniano. De las muestras analizadas en la región de Vilu Mallín, se obtuvieron dataciones K-Ar (94 ± 4 Ma) que arrojaron edad cretácica. Asimismo estos afloramientos presentan una gran similitud con aquellos observados en el río Buraleo. Debido a esta similitud litológica y a las asociaciones volcánicas del Cretácico, se agruparon ambos afloramientos bajo dicha denominación.

Formación Trapa Trapa: En Chile, Niemeyer y Muñoz (1983) describen esta unidad dispuesta transicionalmente sobre el miembro superior de la *Formación Cura Mallín*. Asimismo expone afloramientos subvolcánicos e intrusivos dispuestos como diques en el área de la laguna La Tregua, Cerro Donaire y Buta Mallín. Las dataciones sobre andesitas basálticas arrojan una edad K-Ar de $12,6 \pm 0,2$ Ma (Rovere, 1993a). La Formación Cura Mallín es contemporánea con la Formación Abanico (Coya Machali) y la Formación Trapa-Trapa con la Formación Farallones /Complejo Magmático en la región de Cuyo en Chile y Argentina, donde se localizan yacimientos de importancia económica como El Teniente.

Las unidades miocenas en la región del arco de Neuquén son consideradas de edad Mioceno inferior para la Formación Cura Mallín (24 a 20 Ma) y Mioceno Medio a superior para la Formación Trapa-Trapa (18.6 a 10.8 Ma). En la región del cerro Columpio, no solo el stock granodiorítico sino también diques andesíticos y lavas andesíticas indican edades que varían desde 18,5 a 10,8 Ma. Por lo cual el stock granodiorítico de la Formación Cerro Columpio correspondería a la fase intrusiva de la Formación Trapa-Trapa.

Formación Mandolegüe: La Formación Mandolegüe fue modificada en sus términos cronoestratigráficos al Mioceno. Rovere *et al.* (2004a) le atribuyeron edad pliocena debido a las características de campo y a la buena conservación de sus lavas. No obstante, dataciones realizadas posteriormente en las muestras 010 y 910 extraídas en la Cordillera de Mandolegüe confirmaron una edad Mioceno (16 ± 1 Ma y 12 ± 1 Ma, respectivamente). La Formación Mandolegüe se correlaciona con los miembros superiores de la Formación Trapa-Trapa.

Basalto Arroyo El Catreo: En los alrededores del arroyo El Catreo, Groeber (1946) describió volcanitas y flujos lávicos que, caracterizados por su buena conservación, fueron considerados holocenos (aproximadamente 500 años). No obstante, en este trabajo, la Colada Basalto El Catreo (Rovere *et al.*, 2004a) fue incorporada a la Formación Guañaco debido a que, como las lavas del volcán Guañaco, conservan intactos sus rasgos morfológicos a pesar de poseer edades (K-Ar) que oscilan entre $1,4 \pm 0,2$ y $0,9 \pm 0,1$ Ma. Estas mediciones radimétricas fueron realizadas en laboratorio por la autora (Rovere 1993a, b y c) e interpretado por diversos autores (Rovere *et al.* 1993 y 2004a).

8.1.2 IMPORTANCIA DEL MAGMATISMO MIOCENO

La edad de la Formación Mandolegüe resulta coherente con el concepto que el Mioceno fue el período más activo en la región comprendida entre los 37° S y 38° S y como tal responsable de muchos procesos geológicos: las fases diastróficas Pehuénchica y Quéchuica que dejaron importantes registros deformacionales y volcanismo en este sector de la Cordillera de los Andes.

Por otro lado, el emplazamiento del plutón que originó el Cerro Columpio es un ejemplo de la actividad tectónica ocurrida durante el Mioceno. Por esta razón, su estudio a través de esfuerzos tectónicos, representa más interés en este trabajo que el

magmatismo y la petrogénesis ocurridos en la corteza inferior.

El análisis de la edad del emplazamiento y enfriamiento de un cuerpo intrusivo tipo stock es tema de debate. La edad correspondiente a cristales de biotita en el granitoide del Cerro Columpio (Rovere, 1999) se considera para el momento de cierre del sistema térmico a 300° C, no obstante, los valores de enfriamiento (Kurtz *et al.*, 1997) fueron tomados para roca total de una aplita considerada enclave de la granodiorita y representativa del intrusivo. Numerosas dataciones fueron realizadas en estas rocas (Rovere *et al.*, 1993), todas menos una fueron datadas por K-Ar sobre roca total. La única muestra datada sobre biotita, indica valores entre $12,3 \pm 0,2$ y $12,1 \pm 0,6$ Ma. Kurtz *et al.*, (1997); Morata et al. (2002) realizaron estudios basados en la historia geoquímica y termocronológica temperaturas de enfriamiento y dataciones Ar-Ar y K-Ar de cristales de biotita y feldespato de plutones miocenos de los Andes y estimaron velocidades de emplazamiento (*exhumation*) durante el Mioceno-Plioceno.

La interpretación del análisis de la coloración de los volcanes y sus lavas merece un estudio particular. Los vidrios de origen volcánico presentan coloraciones que podrían ser el origen de las anomalías de color observadas en el campo y en imágenes emitidas por sensores remotos.

Durante el Mioceno el ambiente tectónico fue acompañado por procesos de deformación térmica. Evidencias de rápidos ascensos controlados por la zona de falla de Liqueñe Ofqui son citados por numerosos autores (Morata et al., 2002). El campo de alto flujo térmico provocado por cámaras magmáticas someras (4 a 5 Km) localizadas a lo largo de la fractura de Mandolegüe generó el abovedamiento y desarrollo de numerosos conos, parcialmente alineados. Durante un aumento en el ángulo de subducción, a través de las zonas de fractura (ZF Mocha y Valdivia) transversales, las cámaras magmáticas profundizaron y migraron hasta las posiciones de la caldera de Caviahue hacia el sur y en el "área clave", hacia el norte, conformando el Complejo Volcánico Los Miches.

8.I.III. EL VOLCANISMO POST-MIOCENO

En un análisis comparativo de la evolución magmato-tectónica de otras regiones (*e.g.* la Puna o la zona de subducción horizontal de los Andes), se considera que en el área de estudio la convergencia tectónica fue más constante, así como los parámetros geoquímicos de sus magmas. Si bien el quimismo de los magmas del arco frontal al

oeste de la cordillera del Viento se mantiene relativamente constante desde el Eoceno a la actualidad, el balance entre los volúmenes extruídos y el tamaño de sus conos, indican importantes variaciones tectónicas en la geometría de este sector tan particular de la zona de subducción. No obstante, la regularidad del espesor de las regiones de generación de magmas, también merece una discusión.

El estudio detallado de los magmas de distintas áreas volcánicas, inclusive sincrónicas, han dado resultados significativamente diferentes que indican también sectores de generación de magmas más profundos. Esto no condice con la hipótesis de una geometría de plano de subducción constante (Kay *et al.*, 1991) por el contrario, existen evidencias de retiro de cámaras magmáticas con interrupciones de su estadio evolutivo como en el Volcán Centinela-Huaraco (durante el Plioceno superior) y los volcanes y conos monogénicos de Bella Vista, Agua de los Sapos por un lado y Guañaco y alrededores del cerro Pailán por el otro. Esta diferencia entre las dos unidades se debe fundamentalmente en que los volcanes de Bella Vista y Agua de los Sapos se inician durante la actividad del volcán compuesto de Centinela – Huaraco, posiblemente como volcanes de flanco. No obstante se diferencian de la Formación Cerro Centinela debido a que desarrollan únicamente conos monogénicos evolucionados hacia componentes más olivínicos, alineados en su mayoría. Si bien se han considerado las variaciones químicas de magmas de estadios de erupciones sin y post caldera, y de erupciones de flanco y centrales (Nakano y Yamamoto, 1991), sus características químicas y evolutivas indican fuentes independientes. A su vez, los volcanes de la Formación Guañaco (inclusive los volcanes próximos al cerro Pailán) desarrollaron únicamente basaltos olivínicos, esto indica una fuente de magma más primitiva (quizás mas profunda) e interrumpida (quizás tectónicamente) en el ascenso y diferenciación magmáticos.

CAPÍTULO 9

9.1 CONCLUSIONES

Las conclusiones alcanzadas a partir del presente estudio comprenden aspectos geológicos, petrológicos, geoquímicos y tectónicos del volcanismo terciario de la región noroeste del Neuquén.

A continuación, se puntualizan los principales aportes originales del presente trabajo de investigación.

1) Se efectuó un relevamiento geológico en una región ubicada entre los 37° y 38° S y el límite fronterizo chileno argentino, intensificando los estudios geocronológicos y geoquímicos en el sector norte o “área clave”. Se completó el esquema estratigráfico, a partir del mapeo de las unidades magmáticas y sedimentarias y se obtuvieron nuevas edades radimétricas.

De esta manera, se propone un esquema estratigráfico para el magmatismo cenozoico formado por las siguientes unidades:

El Complejo Volcánico Los Miches, que comprende a las Formaciones Guañaco (Pleistoceno inferior), Bella Vista (Plioceno), Cerro Centinela (Plioceno) y Reñileuvú (Plioceno). Esta última no se incluyó para los estudios geoquímicos debido a que los centros de emisión de las lavas no se hallan en el “área clave”.

El Complejo Volcánico Caviahue, que comprende las Formaciones Las Termas (Pleistoceno superior-Reciente), Pino Andino (Pleistoceno), Cerro Trolón (Pleistoceno), Formación Copahue (Pleistoceno), Riscos Bayos (Plioceno), Las Mellizas (Plioceno), y Hualcupén (Plioceno a Pleistoceno inferior).

Se definió la Asociación Plutónico Volcánica Miocena, que comprende la Granodiorita Cerro Columpio, las Formaciones Mitrauquén, Trapa-Trapa, Invernada Vieja, Cerro Moncol, Arroyo Palao y Mandolegüe

Se definió la Asociación Volcánico Sedimentaria Paleógena que comprende al Grupo Molle y a la Formación Lileo. Además, se identificaron en el "área clave" las siguientes unidades mesozoicas: Formación Epu Lauquen (Cretácico) y Formación Nahueve (Jurásico).

2) Sobre la base del esquema estratigráfico precedente se desprende el reconocimiento de los siguientes acontecimientos magmato tectónicos:

a) El hallazgo de centros volcánicos del Jurásico medio y Cretácico superior que extiende los límites geográficos conocidos del arco volcánico y el margen activo

Mesozoicos. Estas unidades son la Formación Nahueve (167 ± 6 Ma) y la Formación Epu Lauquen (94 ± 4 Ma).

b) Asimismo, se reconocieron por primera vez en territorio argentino las ignimbritas miocenas de la Formación Mitrauquén; evento eruptivo definido en territorio chileno y ahora identificado en el valle del río Reñileuvu.

c) Los primeros episodios volcánicos Neógenos de la región estudiada se desarrollaron durante el Mioceno temprano, sin embargo, se reconoce al Mioceno tardío (desde 28 Ma.) como el de mayor actividad tectónica. Este es el momento de subducción más lenta y más oblicua en esta porción de la Cordillera (35° S).

d) Del mismo modo, la obtención de nuevas edades del Grupo Molle, Formaciones Mandolegüe, Lileo - Arroyo Palao (Cura Mallín), Cerro Columpio, Cerro Centinela, Formación Bella Vista y Formación Guañaco permitió determinar a estas latitudes la distribución de sus afloramientos en territorio argentino y delinear las estructuras que ponen en contacto a las distintas unidades volcánicas.

e) Se identificó un volcanismo central plioceno definido por la Formación Cerro Centinela y pequeños volcanes basálticos pleistocenos de la Formación Guañaco (coladas del cerro El Catreo, volcán Guañaco, volcanes de Agua de los Sapos, coladas del cerro Paila).

f) Se consideró petrogenéticamente a los basaltos pleistocenos de la Formación Guañaco como provenientes de magmas subalcalinos de origen profundo.

3) El estudio geológico y geocronológico realizado en las rocas volcánicas y plutónicas del Mioceno al norte del "área clave" en el arroyo Azul y el cerro Columpio, permitió comparar unidades basales basálticas (muestras AA8 y AA8* y "pequeños conos" de la cordillera Mandolegüe) y relacionarlas geográfica y temporalmente con un granitoide identificado "Granodiorita Cerro Columpio".

Se considera que la evolución espacial y temporal del magmatismo y la deformación del Neógeno al norte del lineamiento de la cordillera de Mandolegüe está relacionada con los parámetros de angularidad, velocidad de convergencia y profundidad de la placa subducida.

Durante el Mioceno bajo se inició el volcanismo basáltico (18.5 ± 0.2 Ma) comienza el emplazamiento del plutón del Cerro Columpio

Se elevó la Cordillera de Mandolegüe a partir de los 16 Ma a través de un proceso de endomamiento térmico que produce decenas de pequeños conos monogénicos (contemporáneamente, en el retroarco se desarrolló el Complejo volcánico

Chachahuén).

b) La edad de cristalización final de la biotita, basada en la temperatura de cierre de la Granodiorita Cerro Columpio se estima en 10.8 +/- 0.1 Ma (muestra AA1c, sobre cristal de biotita). Por entonces el sistema de enfriamiento habría pasado el entorno de los 300°C, completándose la deformación subsólida.

4) Las características petrográficas y químicas de las rocas ígneas de la región del cerro Centinela (“área clave”) estudiadas indican una clara filiación calco-alcalina, por lo cual tienen los mismos atributos de los de arco (y retroarco) magmáticos. Sin embargo, y a pesar del generalizado carácter calcoalcalino, se registran leves diferencias composicionales entre las unidades estudiadas. Dentro de la homogeneidad de las unidades volcánicas, en toda la historia geológica que se postula, existen rasgos que, junto con los silencios “*gaps*” volcánicos, permite el análisis individual y una interpretación específica.

En contraposición, la evolución magmática en la región de Copahue ha mantenido características geoquímicas homogéneas desde el Mioceno, con el inicio del magmatismo en el área de la actual caldera de Caviahue, hasta la actualidad. No se observan cambios significativos en la composición ni en la proveniencia del magma.

Las cámaras magmáticas instaladas en la corteza durante la evolución del magmatismo de las dos áreas (Centinela-Copahue) han estado ligadas estructuralmente hasta fines del Mioceno. En donde ambos centros volcánicos, Centinela – Copahue mantuvieron su actividad a través de procesos tectónicos vinculados al proceso de convergencia del oeste a partir del Plioceno, desarrollando los Complejos Volcánicos Los Miches y Caviahue. El magmatismo cesó en el “área clave” aproximadamente a los 0,9 Ma, representado por la Formación Guañaco. Contemporáneamente, el desarrollo de un ambiente tectónico local en esta región quedó desmembrado del entorno magmático de Copahue.

Durante la evolución del Complejo Volcánico Los Miches con el volcanismo de los centros Centinela-Huaraco y los volcanes fisurales alineados de la Formación Bella Vista, el cese de actividad ocurrido a los 2.8-2.6 Ma tuvo se generó tectónicamente.

Este concepto esta fundamentado por la ausencia de una caldera y la falta de desarrollo de ignimbritas y lavas de composición ácida. Luego de un silencio volcánico de 1,4 millones de años, episodios aislados de erupciones basálticas poco diferenciados y el ascenso de magma olivínico con patrones de fuente de manto tuvieron lugar durante

200.000 años. Nuevamente a los 0.9 Ma ocurren episodios eruptivos de volcanes pequeños, de composición andesítico-basáltica y el cese definitivo en el "área clave".

5) La modificación de los campos de esfuerzos actuantes produjeron ambientes de compresión y transtensión que generaron la reactivación de fallas preexistentes (paleozoicas y/o mesozoicas) durante el Mioceno. A su vez determinaron nuevas zonas de fractura que migraron en dirección noreste a partir del Neógeno. Los cambios morfoTECTÓNICOS producidos controlaron la distribución de los márgenes lacustres de los depocentros contemporáneos relacionadas con un decrecimiento del nivel del mar hacia el sur y el oeste.

6) Desde el punto de vista estructural, se reconocieron tres fallas circunferenciales localizadas en las inmediaciones de: a) $37^{\circ} 35' S - 70^{\circ} 45' O$, b) $37^{\circ} 40' S - 70^{\circ} 40' O$ y c) $37^{\circ} 50' S - 71^{\circ} 00' O$. Además, se identificaron estructuras magmato tectónicas vinculadas a procesos de subsidencia térmica en la región de Copahue que observan una distribución alineada hacia el Noreste desde el volcán Copahue hasta la cordillera del Viento a lo largo de la Cordillera de Mandolegüe.

7) Se considera la evolución de los Complejos Volcanicos Los Miches CVLM ("área clave" oeste de la cordillera del Viento) y Caviahue CVC (actual caldera del Agrio). Desde el Mioceno Superior - Plioceno el volcanismo ocupó en ambas regiones grandes extensiones y volúmenes de magma semejantes. A partir de los 2,6-2,4 Ma aproximadamente, disminuyó considerablemente el volcanismo en toda la región.

A partir de entonces, se produce en: i) el CVC en la región sur el desarrollo de una megacaldera (caldera Del Agrio) con explosiones volcánicas de alta energía ($VEI > 3$) evidenciadas por los depósitos ignimbríticos de la Formación Riscos Bayos que indican el momento del inicio de colapso caldérico y ii) CVLM en la región norte (cerro Centinela-Huaraco-Pan de Azúcar) el desarrollo de fracturas y deformación.

8) Se considera que el origen de las distintas respuestas magmatotectónicas de las dos regiones se debe a la existencia del bloque competente de la cordillera del Viento (al norte de los $37^{\circ} 30' S$) que observó un pulso de ascenso contemporáneo determinante de condiciones tectónicas más constrictivas. Por el contrario, en la región sur, como dicha limitación mecánica no existe la deformación pudo propagarse más fácilmente hacia el Este y facilitar la presencia de fallas normales de alivio y el colapso de una caldera. Las fallas circunferenciales se distribuyen a lo largo de un plano intermedio entre las dos regiones.

9) El espesor cortical no ha superado los 35 km. A modo de comparación,

regionalmente las características geológicas de las muestras volcánicas miocenas son casi idénticas a aquellas de la Serie Andesítica eocena y la zona de arco del SVZ reciente. En detalle, las muestra de rocas volcánicas miocenas poseen rasgos típicos de arco andino con radios de La/Ta (de 38 a 52), Ta, Hf (de 0,9 a 0,11), y Ba/La (~15 a 35). Los bajos radios de La/Yb (4 a 10) y regularmente constantes de Sm/Yb (1.6 a 2.2) reflejan equilibrio con conjuntos de minerales residuales de baja presión. El rango de radios de las andesitas miocenas es similar al de toda la región del SVZ y sus centros volcánicos, (Planchón, Peteroa, San Pedro, Cerro Azul, Antuco, Llaima, Villarrica y Puyehue) analizadas por Torney *et al.* (1991). Por comparación, los mismos radios elementales para un flujo basáltico del centro volcánico Antuco son La/Ta = 47, Ba/La = 23, La/Yb = 5.0, La/Sm = 2.7, Sm/Yb = 2.7 y Th/Hf = 0.09. El rango de radios en las lavas eocenas de la Serie Andesítica son La/Ta = 40 a 54, Ba/La = 22 a 27, La/Yb = 4 a 7, La/Sm = 3-4, y Sm/Yb = 1.5 a 1.7.

La constancia de las señales químicas de las regiones del arco magmático del Eoceno al Reciente es sorprendente cuando se comparan con las variaciones observadas en lavas de arcos eruptadas en los mismos períodos en otras regiones de los Andes. Estas similitudes sugieren que las condiciones litosféricas por debajo de la región del arco en esta parte de Neuquén ha sido relativamente constante durante los últimos 56 Ma. La geoquímica de estas lavas es consistente con un fraccionamiento en un ambiente a baja presión y erupción a través de una corteza de poco a normal espesor.

10) Finalmente, se provee un contexto magmato tectónico regional enriquecido con un mas ajustado control cronoestratigráfico que contribuye con las actividades exploratorias de los recursos naturales y de sustentabilidad de la región.

CAPÍTULO 10

10.1. LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ACOCELLA, V., F.CIFELLI & R. FUNICIELLO, 2000. Analogue models of collapse calderas and resurgent domes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 104:81-96.
- AGUIRRE URRETA, M. B. y P. F. RAWSON, 1997. The ammonite sequence in the Agrio Formation (Lower Cretaceous), Neuquén basin, Argentina. *Geological Magazine* 134 (4) : 449-458.
- AMOS, A.J., 1972. Las cuencas carbónicas y pérmicas de Argentina. Simposio Internacional, Sistema Carbónico-Pérmico América do Sul. *Anales de la Academia Brasileira de Ciencias*, Río de Janeiro, 44 (Supl.): 27-36°.
- ARREGUI, C., 1993. Análisis estratigráfico - paleoambiental de la Formación Tordillo en el subsuelo de la Cuenca Neuquina. 12 ° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Nacional Exploración de Hidrocarburos, Actas 1 : 165-169. Buenos Aires.
- BACKLUND, H., 1923. Der Magmatische anteil dei Cordillera von Sud Mendoza. *Medd. Abo. Akad. Geol. Min. Inst., Abo*, 3.
- BAYARSKY, A., 1999. Análisis granulométrico de eyectos del volcán Antuco. Informe Interno, Hoja 3772-IV, Andacollo. SEGEMAR. Buenos Aires.
- BERMUDEZ A., D. DELPINO, L. LOPEZ ESCOBAR, 2002. Caracterización geoquímica de lavas y piroclastos holocenos del volcán Copahue, incluyendo los originados en la erupción del 2000. Comparación con otros volcanes de la zona volcánica sur de los Andes. En Congreso Geológico Argentino, N 15, Actas, Vol. 1, p. 377-182. El Calafate.
- BERRINO, G., G. CORRADO, G. LUONGO & B. TORO, 1984. Ground deformation and gravity changes accompanying the 1982 Pozzuoli uplift. *Bull. Volcano* 147:187-200.
- BRACACCINI, I.O., 1964. Geología estructural de la zona cordillerana de Mendoza y Neuquén, Republica Argentina. Dirección General de Fabricaciones Militares, 14, Contribución N 1103 (Informe inédito). Buenos Aires.
- BROUSSE, R. y A. PESCE, 1982. Cerro Domo: un volcán cuartario con posibilidades geotérmicas, provincia del Neuquén. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 4 : 197-208. Buenos Aires.
- BURCKHARDT, C., 1900. Coupe géologiques de la Cordillere entre Las Lajas et

- Curacautín.- Anales Museo de La Plata, Secretaría Minería y Geología. 3 : 1-102, 20 láminas. La Plata.
- BURNS, W. y T. JORDAN, 1999. Extensión in the Southern Andes as Evidenced by an Oligo-Miocene age intra-arc basin. Fourth ISAG, Goettingen (Germany): 115-118.
- BURNS, W.M., JORDAN, T.E., COPELAND, P. y KELLEY, S.A., 2006. Extensional tectonics in the Oligo-Miocene Southern Andes as recorded in the Cura-Mallín basin (36°-38°S): In: Miocene to Recent tectonic and magmatic evolution of the South Central Andes and the Neuquén Basin (36-39°S), edited by S.M. Kay & V.A. Ramos, Geological Society of America Special Paper (in press).
- CAMINOS, R., U. CORDANI y E. LINARES, 1979. Geología y geocronología de las rocas metamórficas y eruptivas de la Precordillera y Cordillera Frontal de Mendoza. II° Congreso Geológico Chileno Actas I (F): 43-61.
- CANDE, S., J. LABRECQUE y W. HAXBY, 1988. Plate kinematics of the South Atlantic: Chron C34 to present. *Journal of Geophysical Research* 93: 13479-13492.
- CASERTANO, L., 1963a. Chilean Continent. *Catalog of Active Volcanoes of the World and Solfatarata Fields*, Rome: IAVCEI, 15: 1-55.
- CASERTANO, L., 1963b. General characteristics of active Andean volcanoes and a summary of their activities during recent centuries. *Bull Seism Soc Amer*, 53: 1415-1433
- CASERTANO, L., 1964. Some reflections on the fumarolic manifestations of the Los Copahues crater. *Bulletin of Volcanology*, 27: 197-215. International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior, Heidelberg.
- CEMBRANO, J., F. HERVÉ y A. LAVENU, 1996. The Liquiñe Ofqui fault zone: a long lived intraArc fault system in southern Chile, *Tectonophysics*, 259, 55-66.
- CLAPPERTON, C., 1993. Quaternary geology and geomorphology of South America. Elsevier Science Publ., 779 p.
- COBBOLD (P.R.), MASSABIE (A.) y ROSSELLO (E.), 1986. Hercynian wrenching and thrusting in the Sierras Australes foldbelt, Argentina. *Hercynica* 2(2): 135-148.
- COBBOLD (P.R.), MASSABIE (A.) y ROSSELLO (E.), 1989. Importancia del cizallamiento dúctil en la evolución geotectónica de las Sierras Australes de Buenos Aires. *1° Jornadas Geológicas Bonaerenses (Tandil 1985)*, Actas: 1047-

1054.

- COBBOLD, P.R. y E.A. ROSSELLO, 2003. Aptian to Recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina: *Marine and Petroleum Geology*, v. 20: 429-443.
- COBBOLD, P.R., E.A. ROSSELLO y F.O. MARQUES, 2006. Compressional growth strata of late Oligocene to Miocene age in the Loncopué and Catan LILE intermontane basins, Neuquen province, Argentina (37° - 40° S). Simposio Bolivariano de Cuencas Subandinas (Cartagena de Indias, Colombia), Actas CD-rom.
- COBBOLD, P.R., E.A. ROSSELLO, P. ROPERCH, C. ARRIAGADA, L.A. GÓMEZ y C. LIMA, 2007. Distribution, timing, and causes of Andean deformation across South America. In: *Deformation of the continental crust: The legacy of Mike Coward* (edited by A.C. Ries, R.W. H. Butler, R.H. Graham), Geological Society of London Special Publications, 272: 321-343.
- CÓDIGO ARGENTINO DE ESTRATIGRAFÍA, 1993. Asociación Geológica Argentina Serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64, Buenos Aires.
- COIRA, B. y M. KOUKHARSKY, 1976. Efusividad tardío hercínica en el borde oriental de la Cordillera Frontal, zona arroyo Tigre, provincia de Mendoza, República. Argentina. Primer Congreso Geol. Chileno Actas II (F): 105-124.
- COX K.G., BELL J.D. & R.J. PANKHURST, 1979. *The interpretation of igneous rocks*. George, Allen and Unwin, London.
- COMÍNGUEZ, A.H. y J. R. FRANZESE, 2004. Deep-seismic imaging across Los Chihuidos Arch, Neuquen Basin, Argentina (38° SL). *Bolletino de Geofísica*. Vol. 45, pp.; 24-27, Internacional Symposium on the Geology and Geophysics of the Southernmost Andes, the Scotia Arc and the Antarctic Peninsula.
- CORBELLA, H., 1992. La erupción del volcán Hudson. participación de la Geofísica en la mitigación del riesgo volcánico. 17a Reunión Científica de Geofísica y Geodesia. Resúmenes 97-99. Buenos Aires.
- CORBELLA, H., GAGLIARDINI, A. & LEIS, J., 1991. Análisis de los penachos eruptivos del volcán Hudson sobre la Patagonia argentina, Agosto 1991, según imágenes NOAA AVHRR. V Simposio Latinoamericano de Percepción Remota. SELPER. Cuzco. Perú. (Nov.1991). Abstract.
- CORTÉS, J., 1981. El substrato Precretácico del extremo noreste de la provincia del Chubut. *Asoc. Geol. Arg, Rev. XXXVI (3): 211-235, Bs. As.*

- CRANDELL, D.R., 1971. Postglacial Lahars from Mount Rainier Volcano, Washington U.S. Geological Survey Professional Paper 677
- CRISTALLINI, A. y V.A. RAMOS, 2000. Thick-skinned and thin-skinned thrusting in La Ramada fold and thrust belt : Crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32° SL). *Tectonophysics* 317 (2000): 205-235.
- CHADWICK W. & J. DIETRICH, 1995. Mechanical modelling of circumferential and radial dike intrusion on Galapagos volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 66:37-52.
- CHOTIN, P., 1975. Etude palinológica de lignites terciarias del bassin d'Arauco-Concepcion (Chili). *Revista Española de Micropaleontología.* 7; 3, Páginas 549-565.
- DALLA SALDA, L. y J. FRANCESE, 1987. Las megaestructuras del Macizo y la Cordillera Norpatagónica argentina y la génesis de las Cuencas volcánicas sedimentarias terciarias. *Revista Geológica de Chile* 31:3-13.
- DAMBORENEA, S.E., 1993a. Loteniano. En: Riccardi, A. C. y Damborenea, S.E. "Léxico estratigráfico de la Argentina". Vol. 9: Jurásico. Asociación Geológica Argentina., Serie. B. N° 21: 251-253. Buenos Aires.
- DAMBORENEA, S.E., 1993b. Formación La Manga. En: Riccardi, A.C. y Damborenea, S.E. (Eds.): Léxico estratigráfico de la Argentina. Vol. 9: Jurásico. Asociación Geológica Argentina., Ser. B. N° 21 : 212-214. Buenos Aires.
- DE FERRARÍS, C., 1968. El Cretácico del norte de la Patagonia. 3° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1 : 121-144. Buenos Aires.
- DE LA CRUZ, R. y M. SUÁREZ, 1997. El Jurásico de la cuenca de Neuquén en Lonquimay, Chile; Formación Nacientes del Biobío (38°-39°). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 24, No.1, p.3-24.
- DELLAPÉ, D.A. y G.A. PANDO, 1978. Cuenca Geotérmica de Copahue, Inf. 524. Yacimientos Petrolíferos Fiscales.
- DELLAPÉ, D. A., C. MOMBRÚ, G. PANDO, A. RICCARDI, M. ULIANA, y G.E. WESTERMANN, 1979. Edad y correlación de la Formación Tábanos en Chacay Melehue y otras localidades de Neuquén y Mendoza, con consideraciones sobre la distribución y significado de las sedimentitas Lotenianas. *Obra Centenario Museo La Plata*, 5 : 81-105.
- DELLAPÉ, D. A., G. PANDO, M. ULIANA y E. MUSACCHIO, 1978. Foraminíferos y ostrácodos del Jurásico en las inmediaciones del arroyo Picún Leufú y la ruta

- 40° (Provincia del Neuquén, Argentina) con algunas consideraciones sobre la estratigrafía de la Formación Lotena. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 2 : 489-507. Buenos Aires.
- DELPINO, D.H. y A.M. BERMÚDEZ, 1993. La actividad del volcán Copahue durante 1992. Erupción con emisión de azufre piroclástico. Provincia de Neuquén, Argentina. 12 Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 292-301. Mendoza.
- DELPINO, D.H. y A.M. BERMÚDEZ, 2002. La erupción del volcán Copahue del año 2000. Impacto social y al medio natural. Provincia del Neuquén. Argentina. Actas del 15 Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 365-370. El Calafate.
- DELPINO, D. y M.A. DEZA, 1995. Mapa geológico y de recursos minerales de la Provincia de Neuquén, Republica Argentina. Escala 1:500.000. Dirección Nacional del Servicio Geológico Neuquino y SEGEMAR. Editores GEOS, Buenos Aires.
- DESSANTI, R.N., 1972. Andes Patagónicos Septentrionales. En: Geología Regional Argentina (Ed. A. F. Leanza). Academia Nacional de Ciencias, Córdoba: 655-687.
- DIGREGORIO, J. H., 1965. Informe preliminar sobre la ubicación estratigráfica de los Estratos Marinos Subyacentes en la Cuenca Neuquina. Acta. Geol. Lilloana 7 : 119-146. (2° Jorn. Geol. Argent., Actas 3). Tucumán.
- DIGREGORIO, J.H., 1972. Neuquén. En Geología. Regional. Arg., Academia Nacional de Ciencias, Córdoba. A.F. Leanza editor. página. 439-506.
- DIGREGORIO, J. H. y M. ULIANA, 1975. Plano geológico de la provincia del Neuquén, escala 1 : 500.000. II° Congr. Iberoam. Geol. Econ., Actas 4 : 69-93, 1 mapa. Buenos Aires.
- DIGREGORIO, J.H. y M. ULIANA, 1980. Cuenca Neuquina. En Geología. Regional. Arg., Academia Nacional de Ciencias, Córdoba. Página. 985-1032.
- DRAKE, R.E., 1976. The chronology of Cenozoic igneous and tectonic events in the Central Chilean Andes, Latitudes 35 30' to 36 00 S. Journal Volcanology Geothermal Resources, 1(1): 265-284.
- ENRIONE, A. y P. VILLARROEL, 1962. Geología del área de la central hidroeléctrica El Toro, provincia de Ñuble, Memoria de Título, Universidad de Chile, Depto. de Geología, V.I.: 74 págs. Santiago.
- ESCOSTEGUY, L.D., S. GEUNA, y L. FAUQUÉ, 1999. La Avalancha de Rocas del Moncol, Cordillera Principal (Provincia de Neuquén, República Argentina).

- Enviado al XIV Congreso Geológico Argentino.
- FERUGLIO, E., 1949. Descripción Geológica de la Patagonia. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 3 vol., Buenos Aires.
- FISHER, R.V. y H.U. SCHIMINKE, 1984. Pyroclastic Rocks. Springer-Verlang, Berlin, 472.
- FLINT, R.F. y F. FIDALGO, 1963. Geología glacial de la zona de borde entre los paralelos 39°10' y 41°20' de latitud sur, en Cordillera de los Andes. Dir. Nac. Geol. Minería, Bol. N° 93. Buenos Aires.
- FLINT, R.F. y F. FIDALGO, 1969. *Drift* glacial al este de los Andes entre Bariloche y Esquel. Inst. Nac. Minería, Bol. N° 119. Buenos Aires.
- FOLGUERA, A. y V.A. RAMOS, 2000. Control estructural del volcán Copahue (38°S-71°O): implicancias tectónicas para el arco volcánico cuaternario (36-39°S): Asociación Geológica Argentina Revista, v. 55, pp. 229-244.
- FOLGUERA, A. y E.I. ROVERE, 2000. Tectónica Neogena en los Andes Neuquinos”, IX Congreso Geológico Chileno. Puerto Varas, Chile.
- FOSSA MANCINI, E., E. FERUGLIO y J.C. YUSSEN DE CAMPANA, 1938. Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. Bol. Inf. Petrol. 15 (171) : 1-67. Buenos Aires.
- FRANCHINI, M., 1992. Las rocas intrusivas del cerro Caicayen, provincia del Neuquén y su relación con las manifestaciones de hierro en skarns. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 47(4):399-408.
- FRANZESE, J.R. & L.A.SPALETTI, 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extensión in Southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up *rifting*. J.S.Am.Earth Sciences, 14, 257-270.
- FRANCIS, P., 1983. Giant volcanic calderas. Scientific American Journal, versión traducida al español, Nro. 8. Barcelona.
- GALLI, C.A., 1969. Descripción geológica de la Hoja 35a, Aluminé. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 108: 1-49. Buenos Aires.
- GERTH, E., 1928. Estructura geológica de la Cordillera argentina entre los ríos Grande y Diamante, en el sud de la provincia de Mendoza. Acad. Nac. Ciencias Rep. Argentina, Actas 10 : 122-170. Córdoba.
- GILL, J.B., 1981. Orogenic andesites and plate tectonics. Reihe Minerals and rocks No.16 p.390 p. 109 Abb. Springer Verlag, Berlin New Cork.
- GIL, A.F. y G.A. NEME, 2002. Entre montañas y desiertos: arqueología del Sur de

- Mendoza. Sociedad Argentina de Antropología. Publicaciones; 235 págs. Buenos Aires.
- GHIORSO, M.S. & R.O. SACK, 1991. Fe* Ti oxide geothermometry. Thermodynamic formulation and the estimation of intensive variables in silicic magmas. Contributions to Mineralogy and Petrology 108, 485-510.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 1969. El puente natural en el ambiente del campo lávico oriental del volcán Payún-Matru, Provincia de Mendoza, Rep. Argentina. Rev. Asoc. Geol. Arg., N° 2, pág. 85-89.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 1970. Rasgos morfológicos del área volcánica del cerro volcán Payún Matru. Op. Lilloana XX, Univ. Nac. Tucumán.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 1972. Descripción geológica de la Hoja 30 d Payun Matru Provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 130: 1-188.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 2000. Mapa geomorfológico de la región que se extiende entre el límite argentino-chileno (volcán Copahue) al oeste y el curso meridional del río Agrio al este (provincia del Neuquén), a escala 1:90.000. Dirección de Geología Ambiental y Aplicada, SEGEMAR (inédito), Buenos Aires.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 2005. Geomorfología de la región del volcán Copahue y sus adyacencias (centro-oeste del Neuquén). Rev. Asoc. Geol. Argent., Mar 2005, vol.60, no.1, p.072-087. ISSN 0004-4822.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., 2007. Mapa geomorfológico de Copahue y adyacencias. (Inédito). Escala 1:100.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Dirección de Geología Ambiental y Aplicada.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E.F. y F. NULLO, 1980. Cordillera Neuquina. En: J.C.M. Turner (Ed.): Geologia Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias 2: 1099-1147. Córdoba.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., L. FAUQUÉ, A:D. GIACCARDI y C.H. COSTA, 1999. El origen de las lagunas de Varva Co Campos y Varvar Co Tapia, en el extremo norte del Neuquén (Argentina): su relación con avalanchas de rocas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, en prensa.
- GONZÁLEZ DÍAZ, E. y A. FOLGUERA, 2005. El reconocimiento de avalanchas de rocas y deslizamientos de bloques rocosos prehistóricos en el área andina de Neuquén (37° 15' – 37° 30' S). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 60 (3): 446-460.

- GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., A. FOLGUERA y R. HERMANNNS, 2005. La avalancha de rocas del cerro Los Cardos (37°10'S,70°53'O) en la región norte de la provincia del Neuquén. Rev. Asoc. Geol. Argent., Mar 2005, vol.60, no.1, p.207-220. ISSN 0004-4822
- GONZÁLEZ DÍAZ, E.F., A. FOLGUERA, C.H. COSTA, E. WRIGHT y M. ELLISONDO, 2006. Los grandes deslizamientos de la región septentrional neuquina entre los 36° - 38° S: una propuesta de inducción sísmica. Revista de la Asociación Geológica Argentina, volumen 61, No.2, pág.197-217. ISSN 0004-4822.
- GONZÁLEZ-FERRÁN, O, 1972. Distribucion del volcanismo activo de Chile y la reciente erupción del Volcán Villarrica. *Instituto Geog Militar Chile*, O/T 3491.
- GONZÁLEZ-FERRÁN, O, 1995. Volcanes de Chile. Santiago: Instituto Geográfico Militar, 635 p
- GONZÁLEZ, O. y VERGARA, M., 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud sur. Universidad de Chile, Instituto de Geología, Publicaciones N°. 24, 119.
- GROEBER, P., 1918. Edad y extensión de las estructuras de la Cordillera entre San Juan y Nahuel Huapí. *Physis* 4 (17) : 208-240. Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1920a. Estudio Geológico de las Termas de Copahue. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Boletín 3, Serie F (Informes preliminares y comunicaciones): 5-12. Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1921. Vestigios de un yacimiento petrolífero en Pilun Challa (Territorio del Neuquén). Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Boletín 4, Serie F (Informes preliminares y comunicaciones): 39-42 Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. *Dir. Nac. De Geol y Min., Public. N°158*: 1-110.
- GROEBER, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70° 1. Hoja Chos Malal. *Soc. Geol. Arg., Rev. 1 (3)* : 177-208. Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1947. Observaciones geológicas a lo largo del Meridiano 70. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huar Huar Co y parte de Epu Lauquen. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2 (4): 347-408.
- GROEBER, P., 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29° 30' *Rev. Mus.*

- Arg. Cienc. Nat." B. Rivadavia", Cienc. Geol., 1 (5) : 235-252. Buenos Aires.
- GROEBER, P., 1954. La "Serie Andesítica Patagónica", sus relaciones, su posición y edad, Revista de la Asociación Geológica Argentina, Tomo 9, N°1.
- GROEBER, P., STIPANICIC, P. N. Y MINGRAMM, A., 1953. Jurásico. En: Groeber *et al.*: Mesozoico. Geografía de la República Argentina. Soc. Arg. Est. Geogr. (GAEA) 2 (1) : 143-347. Buenos Aires.
- GUDMUNDSONN, A., 1998. Formation and development of normal fault calderas and the initiation of large explosive eruptions. Bull. Volcanol. 60:160-170.
- GULISANO, C. A., 1981. El ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. 8° Congr. Geol. Arg., Actas 3: 579 - 592. Buenos Aires.
- GULISANO, C. A., 1985. Análisis estratigráfico y sedimentológico de la Formación Tordillo en el oeste de la provincia del Neuquén, Cuenca Neuquina, Argentina. Tesis Doctoral Univ. Nac. Buenos Aires (inédito).
- GULISANO, C. A. y S. DAMBORENEA, 1993. Formación Auquinco. En: Riccardi, A. C. y Damborenea, S. (Eds.): Léxico estratigráfico de la Argentina. Vol. 9: Jurásico. Asoc. Geol. Arg., Ser. B. N° 21: 56-58. Buenos Aires.
- GULISANO, C.A. y A. GUTIÉRREZ PLEIMING, 1995. Field guide: The Jurassic of the Neuquén Basin. a) Neuquén province. Asoc. Geol. Arg., Serie E, N° 2 : 1-111. Buenos Aires.
- GULISANO, C.A y G. PANDO, 1981. Estratigrafía y facies de los depósitos jurásicos entre Piedra del Aguila y Sañicó, Depto. Collón Curá, provincia del Neuquén. 8° Congr. Geol. Arg., Actas 3 : 553-592. Buenos Aires.
- GULISANO, C.A., A. GUTIÉRREZ PLEIMING y R. DIGREGORIO, 1984. Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano - Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta - Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia del Neuquén. 9° Congr. Geol. Arg., Actas I : 221-235. Buenos Aires.
- GUTIERREZ PLEIMING, A. y S. MINITTI, 1985. Reconocimiento geológico de las nacientes del río Lileo, (Departamento Minas), provincia del Neuquén. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (Informe Inédito). Buenos Aires.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. y VAIL, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 millions years ago to the present). Science 235: 1156-1167.
- HALL, M., C. ROBIN, B. BEATE, P. MOTHEs AND M. MONZIER, 1999. Tungurahua Volcano, Ecuador: structure, eruptive history and hazards, *J.*

- Volcanol. Geotherm. Res.* **91** (1999), pp. 1–21.
- HALL, M.L.; RAMÓN, P.; MOTHESES, P.; LEPENNEC, J.L.; GARCÍA, A.; SAMANIEGO, P.; YEPES, H. 2004. Volcán Reventador's surprise 3 November 2002 eruption, Ecuador. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 31, No. 2, 349-358.
- HALLER, M.J. Y LAPIDO, O.R., 1982. The Jurassic-Cretaceous Volcanism in the Septentrional Andes. En: E. Linares, U.G. Cordani y F. Munizaga (Eds.), Symposium Magmatic Evolution of the Andes, *Earth Science Review* 18 (3-4): 395-410, Amsterdam.
- HALLER, M.J., LAPIDO, O.R., LIZUAIN, A. Y PAGE, R.F., 1981. El Mar Tithono-Neocomiano en la evolución de la Cordillera Patagónica. En: W. Volkheimer y E.A. Musacchio (Eds.), *Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*, 1: 221-238, Buenos Aires.
- HEMMER, A., 1935. Informe geológico sobre el Terciario con esquistos bituminosos en la región del curso superior del río Queuco, provincia del Bío Bío, departamento de La Laja, *Boletín de Minas y Petróleo (Chile)*, Vol.5, N°48, p.311-328.
- HERRERO DUCLOUX, A., 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extrandino. *Bol. Inf. Petrol.* 23 (226): 1-39. Buenos Aires.
- HERRERO DUCLOUX, A. y H. LEANZA, 1943. Sobre los ammonites de la "Lotena Formation" y su significación geológica. *Notas Mus. La Plata* 8 (54) : 281-304. La Plata.
- HERVÉ, M., 1976. Estudio geológico de la Falla Liquiñe Reloncaví en el área de Liquiñe, antecedentes de un movimiento transcurrente (provincia de Valdivia). In Congreso Geológico Chileno, N°1, ACTAS Vol. 1, p.B39-B56. Santiago.
- HERVÉ, F. 1984. Rejuvenecimiento de edades radimétricas en la zona de la falla de Liquiñe Ofqui en Aysén. *Comunicaciones*, N°34, p.107-115.
- HERVÉ F. y R. THIELE, 1987. Estado de conocimiento en las megafallas en Chile y su significado tectónico. *Comunicaciones*, N°38, p.67-91.
- HERVÉ, F., J. DAVIDSON, E. GODOY, C.M. MPODOZIS y V. COVACEVICH, 1981. The late Paleozoic in Chile: Stratigraphy, structure and possible tectonic framework. *Academia Brasileira de Ciencias Annals* 53:361-373.
- HICKEY, R.L., F.A.FREY, D.C.GERLACH & L.LÓPEZ-ESCOBAR, 1986. Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34-41°S): Trace element and isotopic evidence for contributions from subducted

- oceanic crust, mantle and continental crust. *Journal of Geophysical research* 91:5963-5983.
- HILDRETH W. & MOORBATH S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98: 455 - 489.
- HOLMBERG, H., 1963. Hoja Geológica 33b, El Huecú, Neuquén. Escala 1:200.000. Mapa inédito. Servicio Geológico Minero Argentino.
- HIRANO, N., E. TAKAHASHI, J. YAMAMOTO, N. ABE, S. INGLE, I. KANEOKA, T. HIRATA, J. KIMURA, T. ISHII, Y. OGAWA, S. MACHIDA, K. SUYESHIRO, 2006. Volcanism in response to plate flexure. *Science*, Vol. 313: 1426-1428.
- INGEIS, 1994. Informe sobre datación Carbono 14. Turba. Remitente L. Fauqué, Buenos Aires.
- INGEIS, 1999. Informe sobre dataciones K-Ar. Rocas volcánicas y plutónicas. Remitente Dirección de Geología Regional, Hoja Geológica Andacollo. Buenos Aires.
- I.S.C., INTERNATIONAL STRATIGRAPHIC CHART, 2002. International Commission on Stratigraphy (ICS), tabla compilada por Jurgen Remane.
- IRVINE, T.N. y BARAGAR, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, Bd. 8 p.532-548 11 Abb., 1 Taf.
- J.I.C.A.(Japan International Cooperation Agency), 1992. Interim report on the northern Neuquén geothermal development project. Japan International Coop. Agency, Tokio y Ente Provincial de Energía (Informe Inédito), Neuquén.
- JOHNSON, S.E., K.L. SCHMIDT & M.C. TATE, 2002. Ring complexes in the Peninsula Range Batholit, Mexico and the USA: magma plumbing systems in the middle and upper crust. *Lithos*. 61: 187-208.
- JORDAN, T., W. BURNS, R. VEIGA, F. PANGARO, P. COPELAND, S. KELLEY y C. MPODOZIS, 2001. Extensión and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes: *Tectonics*, v. 20, pp. 308-324.
- KAY, S.M. 2002. Tertiary to Recent transient shallow subduction zones in the Central and Southern Andes. In Congreso Geológico Argentino, No. 15, Actas, CD

- ROM, Archivos Electrónicos, Artículo No. 237, 2 p. El Calafate.
- KAY, S.M. AND P. COPELAND, 2006. Early to middle Miocene backarc magmas of the Neuquén Basin: geochemical consequences of slab shallowing and the westward *drift* of South America. Geol. Soc. of Am. Special Paper 407, p. 185-213.
- KAY, S.M. y V.A. RAMOS, 2006. Evolution of an Andean Margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat.), geological Society of America Special Paper 407, 359 pp.
- KAY S.M., V.A. RAMOS, C.M.MPODOZIS y P.SRUOGA, 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America?. Geology 17: 324-328, Boulder.
- KAY, S.M., MPODOZIS C., V.A.RAMOS y F.MUNIZAGA, 1991. Magma source variations for mid to late Tertiary volcanic rocks erupted over a shallowing subduction zone and through a thickening crust in the Main Andean Cordillera (28°-33°S). En R.S. Harmon y C.Rapela (eds.) Andean magmatism and its tectonic setting. Geological Society of America, Special Paper 265: 113-137. Boulder
- KAY, S.M., C. MPODOZIS y V.A. RAMOS, 2004. Andes. In Selley, R.C., Cocks, L.R., and Plimer, I.R., (eds). Encyclopedia of Geology, Elsevier publications, vol. 1, p. 118-131.
- KAY, S.M., E. GODOY, AND A. KURTZ, 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes: Geological Society of America Bulletin, v. 117, p. 67-88.
- KAY, S.M., W..M. BURNS, P. COPELAND y O. MANCILLA, 2006a. Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén basin. Geol. Soc. of Am. Special Paper 407, p. 19-60.
- KAY, S.M., O. MANCILLA y P. COPELAND, 2006b. Evolution of the late Miocene Chachahuén volcanic complex at 37°S over a transient shallow subduction zone under the Neuquén Andes. Geol. Soc. of Am. Special Paper 407, p. 215-246.
- KUNO, H., 1968. Origin of andesite and its bearing on the island arc structure. Bulletin of Volcanology 32, 141-176.
- KURTZ, A., S. KAY, R. CHARRIER y E. FARRAR, 1997. Geochronology of

- Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente región, Central Chile (34°-35°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 24 , No 1, p. 75-90, 6 Figs. 3 tables, July 1997.
- LAGE, J. y F. SESANA, 1963. Descripción petrográfica (parcial) de las rocas de la Hoja 33 b. El Huecú, Neuquén. Form. D.N.G.M.2 - 61. Sec. Estado de Ind. y Min., Subsecr. de Minería.
- LAGIGLIA H., 1962-1968. Secuencias culturales del centro oeste argentino: valles del Atuel y Diamante. *Revista científica de investigaciones* 1 (4): 159-174.
- LAGIGLIA H., 2002. Arqueología Prehistórica del Sur Mendocino y sus relaciones con el centro oeste Argentino. En Gil A. y G. Neme, 2002 (eds.). *Entre Montañas y Desiertos: Arqueología del Sur de Mendoza*. Buenos Aires: Sociedad Argentina de Antropología: 43-64.
- LAMBERT L.R., 1956. Descripción geológica de la Hoja 35 b, Zapala, Territorio Nacional del Neuquén. *Dir. Nac. Geol. y Min., Bol.* 83 : 1-93. Buenos Aires.
- LANGBEIN, J., D. DZURISIN, G. MARSHALL, R. STEIN y J. RUNDLE, 1995. Shallow and peripheral volcanic sources of inflation revealed by modelling two-colour geodimeter and levelling data from Long Valley caldera, California, 1988-1992. *J. Geophys. Res.* 100: 12,487-12,495.
- LAVENU A. y J. CEMBRANO, 1999. Compressional and Transpressional stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in forearc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology*, N°21 p. 1669-1691.
- LEANZA, A.F., 1944. Las apófisis yugales de *Holcostephanus*. *Notas Mus. La Plata*, (9) 62 : 13-22. La Plata.
- LEANZA, A.F., 1945. Braquiópodos carboníferos de la Quebrada de la Herradura al NE de Jachal, San Juan. *Notas del Mus. La Plata*, Tomo X, N°86, Paleont., La Plata.
- LEANZA, A.F. 1957. Acerca de la existencia de *Simbirskites* en el Neocomiano argentino. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* 12 (1) : 5-17. Buenos Aires.
- LEANZA, A.F., 1972. *Acantholissonia*, nuevo género de ammonites del Valanginiano de Neuquén, Argentina, y su posición estratigráfica.- *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, 17 (4) : 63-70. Buenos Aires.
- LEANZA, A.F. y W. ZÖLLNER, 1949. Acerca de la edad del Yeso Principal y su composición litológica. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* 4 (1). Buenos Aires.

- LEANZA, H.A., 1973. Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes Jurásico - Cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, provincia del Neuquén, República Argentina. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* 28 (2) : 97-132. Buenos Aires.
- LEANZA, H.A., 1980. The Lower and Middle Tithonian ammonite fauna from cerro Lotena, province of Neuquén, Argentina. *Zitteliana* 5 : 1-49. München.
- LEANZA, H.A., 1981a. The Jurassic/Cretaceous boundary beds in west central Argentina and their ammonite zones. *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.* 161 : 161 : 62-92. Stuttgart.
- LEANZA, H.A., 1981b. Faunas de ammonites del Jurásico superior y Cretácico inferior de América del Sur, con especial consideración de la Argentina. En: Volkheimer, W. y Musacchio, E. (Eds.): *Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*, vol. 2 : 559-597. Buenos Aires.
- LEANZA, H.A., 1992. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del cerro Chachil, provincia del Neuquén. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* 45 (3-4) : 272-299. Buenos Aires.
- LEANZA H.A. y C.A. HUGO, 1997. Hoja Geológica 3969-III - Picún Leufú, provincias del Neuquén y Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Naturales. SEGEMAR. Boletín 218 : 1-135. Buenos Aires.
- LEANZA H.A. y C.A. HUGO., 1999. Hoja Geológica 3969-I- Zapala, provincia del Neuquén Instituto de Geología y Recursos Naturales. SEGEMAR. Buenos Aires.(informe inédito).
- LEANZA, H.A. y J. WIEDMANN, 1980. Ammoniten des Valangin und Hauterive (Unterkreide) von Neuquén und Mendoza, Argentinien. *Eclogae Geol. Helv.* 73 (3) : 941-981. Basel.
- LEANZA, H.A., M. K. BRODTKORB y M. BARBIERI, 1990. Yacimientos baríticos vinculados con la Formación Tábanos (Jurásico) en el área de Loncopué, provincia del Neuquén. 3º Reunión Arg. de Sedimentología, Actas I : 163-168. San Juan.
- LEANZA, H.A., W. VOLKHEIMER, C.A.HUGO, D. L. MELENDI Y E. I. ROVERE, 2002: "Lutitas Negras Lacustres cercanas al límite Paleógeno-Neógeno en la región noroccidental de la provincia del Neuquén: Evidencias Palinológicas". *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 57, número 3, pp: 280-288.
- LEANZA, H.A., D. REPOL, L. ESCOSTEGUY, M. SALVARREDY ARANGUREN, 2003. Estratigrafía del Mesozoico en la comarca de Fortín 1º de Mayo, cuenca

- Neuquina Sudoccidental, Argentina: SEGEMAR, Serie Contribuciones Técnicas - Geología, V.1, PP.1-21.
- LEANZA, H. A., E. J. LLAMBÍAS, O. CARBONE, 2005. Unidades estratigráficas limitadas por discordancias en los depocentros de la cordillera del Viento y la sierra de Chacaicó durante los inicios de la cuenca Neuquina. VI Congreso de Exploración y desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata.
- LEEMAN, W.P., SCHEIDEGGER, K.F., 1977. Olivine/liquid distribution coefficients and a test for crystal-liquid equilibrium. *Earth and Planetary Science Letters* 35, 247-257.
- LEGARRETA, L. y C. GULISANO, 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior - Terciario inferior), Argentina. En: Chebli, G. A. y Spalletti, L. A. (Eds.): *Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica N° 6* : 221-243. San Miguel de Tucumán.
- LEGARRETA, L. y M. ULIANA, 1991. Jurassic/Cretaceous marine oscillations and geometry of a back-arc basin fill, central Argentine Andes. En: Mc Donald D.I.M. (Ed.): *Sedimentation, Tectonics and Eustacy. I.A.S. Sp. Public. 12* : 429-450. London.
- LESTA, P. Y FERELLO, R., 1972. Región Extraandina del Chubut y Norte de Santa Cruz. En: A.F. Leanza (Dir. y Ed.), *Geología Regional Argentina, Acad. Nac. de Ciencias, Córdoba*: 601-654.
- LE MAITRE, 1978. Sucesión de ammonites y edad de la Formación Vaca Muerta y sincrónicas entre los paralelos 35° y 40°. *Cuenca Neuquina-Mendocina. Asoc. Geol. Arg., Rev. 32 (4)* : 248-264. Buenos Aires.
- LE MAITRE, R. W. 1989. *A classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms.* Blackwell, 193 p., Oxford.
- LESTA, P.J., DIGREGORIO, J. & MOZETIC, M.A., 1985, Presente y futuro de la exploración de petróleo en las cuencas subandinas, Argentina: II Simposio Bolivariano, *Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas*, Bogotá, Publicaciones, v. 3, pp. 1-35.
- LIMARINO, C.O., A.C. MASSABIE, E.A. ROSSELLO, O.R. LÓPEZ GAMUNDI, R.N. PAGE y G. JALFIN, 1999. El Paleozoico de Ventania, Patagonia e Islas Malvinas. *In: Geología Argentina, R. Caminos (Ed.)*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR (Buenos Aires, Argentina), *Anales* 29 (13), 319-347.

- LINARES, E. y H. OSTERA, 1995. Edades radimétricas de la zona del volcán Copahue, Pcia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, pp.27-28.
- LINARES, E., H.A. OSTERA y L. MAS, 1999. Cronología K-Ar del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue". *Revista Asociación Geológica Argentina*. Vol.54.3:240-247.
- LINARES, E., H.A. OSTERA y M.C. CAGNONI, 2001. Sr isotopes at Copahue volcanic center, Neuquen, Argentina: preliminary report. III South American Symposium on Isotope Geology . 2001. CD-ROM Edition, Sociedad Geológica de Chile, Santiago, Chile. pp. 313-316.
- LOPEZ-ESCOBAR L, VERGARA M, FREY F A, 1981. Petrology and geochemistry of lavas from Antuco volcano, a basaltic volcano of the southern Andes (37 deg 25 min S). *J Volc Geotherm Res*, 11: 329-352
- LLAMBÍAS, E., 1966. Geología y Petrografía del volcán Payun Matru. *Acta Geológica Lilloana* 8:265-310.
- LLAMBÍAS, E., 1986. Intrusivos pérmicos del sur de la cordillera del Viento, provincia del Neuquén. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, Tomo XLI (1-2): 22-32.
- LLAMBÍAS, E., 1999. Las Rocas Igneas Gondwánicas. En: *Geología Argentina* (Ed. R.Caminos) SEGEMAR, Anales 29 (14): 349-376.
- LLAMBÍAS, E. y L. MALVICINI, 1978. Geología, Petrología y Metalogénesis del área de Collipilli, provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 33, pp.257-276.
- LLAMBÍAS E., R. CAMINOS y C.W. RAPELA, 1984. Las plutonitas y vulcanitas del ciclo eruptivo gondwánico. IX° Cong. Geológico Argentino, Relatorio I (4): 85-117, Bs. As.
- LLAMBÍAS, E. y C. RAPELA, 1989. Las Volcanitas de Collipilli, Neuquén y sus relaciones con otras unidades Paleógenas de Cordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 44, pp.224-236.
- LLAMBÍAS, E., H.A. LEANZA y O. CARBONE, 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico Temprano en la cordillera del Viento (37°05'S - 37°15'S): Nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la cuenca neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 62 (2):217-235.
- LOPEZ-ESCOBAR L, M. VERGARA, F.A. FREY, 1981. Petrology and geochemistry

- of lavas from Antuco volcano, a basaltic volcano of the southern Andes (37 deg 25 min S). *J Volc Geotherm Res*, 11: 329-352
- LOUCKS, R., 1996. A precise olivine-augite Mg* Fe exchange geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 125, 140-150.
- MACDONALD, G., A. ABBOT, F. PETERSON, 1983. *Volcanoes in the sea*. 518 p. 2nd Edition. University of Hawaii. Honolulu, USA.
- MAMANÍ, M.J., E. BORZOTTA, J.E.VENENCIA, A. MAIDANA, C.E. MOYANO Y B. CASTIGLIONE, 2000. Electric structure of the Copahue volcano (Neuquén Province, Argentina), from magnetotelluric soundings: 1D and 2D modellings. *Journal of South American Earth Sciences* I: 3 (2000) 147-156.
- MANCEDA, R. y D. FIGUEROA, 1993. La inversión del *rift* mesozoico en la faja fallada y plegada de Malargue. Pcia de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y Segundo Congreso de Exploración de Hidrocarburos, v.3, p.219-232.
- MARCHESE, H. G., 1971. Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, provincia de Neuquén, República Argentina. *Asoc. Geol. Arg., Rev.* 26 (3) : 343-410. Buenos Aires.
- MARSH, B.D., 1984. On the mechanics of caldera resurgence. *J. Geophys. Res.* 89:8,245-8,251.
- MARSHALL, L.G, P. SALINAS y M. SUÁREZ, 1990. *Astrapotherium* sp: (Mammalia, Astrapotheriidae) from Miocene strata along the Quepuca river, Central Chile. Nota paleontológica. *Revista Geológica de Chile*, Vol.17, p.57-88.
- MARTINEZ, N., 1932. Las grandes erupciones del Tungurahua de los años 1916–1918. Publicaciones del Observatorio Astronómico de Quito, Sección de Geofísica, Quito, Ecuador.
- MASSABIE, A.M. y E. ROSELLO, 1984. La discordancia pre-Formación Sauce Grande y su entorno estratigráfico, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *9º Congreso Geológico Argentino* (San Carlos de Bariloche), *Actas* 1: 337-352.
- MASSABIE A.C., 1993. Observaciones estructurales sobre el contacto F. Huaraco-Tobas Superiores, serie Andacollo. cordillera del Viento, Neuquén. IX Reunión de Microtectónica, Mendoza, Resúmenes.
- MASSABIE, A.M., MUTTI, D., SANGUINETTI, A., CEGARRA, M. y MOZETIC

- M., 1997. Fase de deformación dúctil en formaciones eopaleozoicas de la sierra de Ambargasta, Santiago del Estero, y su significado estratigráfico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52(2): 209-218. Buenos Aires.
- MASSAFERRO G., A. CASELLI y E. ROVERE, 1994: "Hallazgo de vulcanitas pleistocenas en la isla Marambio, Antártida". Terceras Jornadas de Comunicaciones sobre Investigaciones Antárticas, CONICET, Instituto Antártico Argentino, pp.:99-104. Buenos Aires, 1994.
- MASSAFERRO G., A. CASELLI y E. ROVERE, 1996: "Petrogénesis de las Rocas Eruptivas de las Islas Marambio y cerro Nevado, Península Antártica", *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Buenos Aires.
- MASSAFERRO G., M. HALLER, M. D'ÒRAZIO, V. ALRIC, 2006. Sub-recent volcanism in Northern Patagonia. A tectonomagmatic approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 155 (2006) 227-243.
- MARTI, J. y V. ARANA, 1993. *La Volcanología Actual*. Páginas 580. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid.
- MAZZARINI, F., 2004. Volcanic vent self-similar clustering and crustal thickness in the northern Main Ethiopian *Rift*. *Geophysical Research Letters*, VOL. 31, L04604, doi: 10.1029/2003GLO18574, 2004.
- MAZZONI, M. y A. BENVENUTO, A., 1990. Radiometric ages of Tertiary ignimbrites and the Collon Cura Formation, northwestern Patagonia. 11 Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 181-184. San Juan.
- MAZZONI, M., D. LICITRA y J.M.MAZZONI, 1998. Depósitos de flujos piroclásticos de intracaldera, Lago Caviahue, provincia del Neuquén. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2:230. Buenos Aires.
- MC DONOUGH, W.F., SUN S., RINGWOOD A.E., JAGOUTZ E. AND A.W. HOFMANN, 1991. K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle. *Geochim. Cosmochim Acta*. Ross Taylor Symposium volume.
- MÉNDEZ, V., ZANETTINI, J.C. y ZAPPETTINI, E.O., 1995. *Geología y Metalogénesis del Orógeno Central, República Argentina*. Dir. Nac. Serv. Geol., Anales N° 23, Buenos Aires.
- MINGRAMM, A.R.G., 1948. Estudio Geológico de la zona comprendida entre Norquin y Trelav Tue, dpto. de Norquin, Territorio Nacional de Neuquén. Universidad Nacional de Córdoba. Tesis inédita.

- MITCHUM, R. M. Y ULIANA, M. A., 1985. Seismic stratigraphy of carbonate depositional sequences. Upper Jurassic/Lower Cretaceous. Neuquén Basin, Argentina. En: Berg B. R. y Woolverton, D. G. (Eds.): Seismic stratigraphy, II. An integrated approach to hydrocarbon analysis. A.A.P.G. Mem. 39 : 255-274. Tulsa.
- MOLINA, I., 2001. Actividad Pre-eruptiva del Volcán Tungurahua, Bachelor Thesis, University of Caldas, Manizales, Colombia, 146 pp.
- MORATA, D., L. BARBERO, M. SUÁREZ A. y R. DE LA CRUZ, 2002. Early Pliocene magmatism and high exhumation rates in the patagonian cordillera (46° 40' S): K-Ar, and fission track data. Fifth International Symposium on Andean Geodynamics. Actas: 433-436 págs.
- MORENO, H. y NARANJO J.A., 1991. The southern Andes volcanoes (33 deg-41 deg 30 min S), Chile. *6th Geol Cong Chile, Excur PC-3*, 26 p
- MORENO H., LOHMAR S., LÓPEZ-ESCOBAR, L., PETIT-BREUILH M., 2000. Contribución a la evolución geológica, geoquímica e impacto ambiental del Volcán Antuco (Andes del Sur, 37°25'S). IX Congreso Geológico Chileno. ACTAS Volúmen 2. Puerto Varas.
- MUÑOZ J. y C.R. STERN, 1988. The Quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: Transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38° S and 39° S. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 1, No. 2, p. 147-161.
- MUÑOZ BRAVO J., STERN C., BERMÚDEZ A., DELPINO D. , DOBBS M., 1989. El volcanismo Plio-cuaternario a través de los 34°-39° S de Los Andes. *Asociación Geológica Argentina, Revista XLIV (1-4): 270-286.*
- MUÑOZ M., FOURNIER H.G., MAMANÍ, M.J., E. BORZOTTA, 1992. A critical review of magnetotelluric studies in diverse tectonic áreas in Argentina, Chile and Antarctica. *Acta Geod. Geoph. Mont. Hung.* 27 (I), 65-86.
- MUTTI, E., C. GULISANO A. & L. LEGARRETA, 1994. Anomalous systems tracts stacking patterns within 3° order depositional sequences (Jurassic-Cretaceous back-arc Neuquén Basin, Argentine Andes). H. W. Posamentier and Mutti, E. (Eds.): *Second High Resolution Sequence Stratigraphy Conference, Abstracts* 137-143. Trempt. España.
- NAKANO S. & T. YAMAMOTO, 1991. Chemical variations of magmas at Izu-Oshima volcano, Japan: plagioclase-controlled and differentiated magmas.

- Bulletin of Volcanology 112-120.
- NARANJO, J.A. y E. POLANCO, 2004. The 2000 AD eruption of Copahue Volcano, Southern Andes. *Revista Geológica de Chile* 31 (2): 279-292.
- NATLAND, M.L., E. GONZÁLEZ, A.CAÑON, M. ERNST, 1974. A system of stages for Correlation of Magallanes basin sediments. Geological Society of America. *Memoir* 139: 126 pp., Boulder.
- NEME, G., A. GIL y V. DURÁN, 2005. Late Holocene in Southern Mendoza (northwestern Patagonia): radiocarbon pattern and human occupation. *Before Farming* 2005/2: 18 pp., article 5.
- NEWHALL C. Y DZURISIN D., 1988. Historical Unrest at Large Calderas of the World. U.S. Geological Survey, Bull. 1855, Vol. II. Washington.
- NEWHALL C. y S. SELF, 1982. The volcanic explosivity index VEI: An estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research* (87): 1231-1238.
- NIEMEYER, H. Y MUÑOZ J., 1983. Geología de la Hoja Laguna de la Laja, Región del Bío Bío, Escala 1:250.000, Carta N° 57. Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile. Páginas 52.
- NULLO, F., STEPHENS, G. & OTAMENDI, J., 1997. Evolución Geoquímica del Arco Volcánico Neógeno en el sur de Mendoza, Argentina. 8° Congreso Geológico Chileno, 2:1404-1408.
- NUÑEZ, E., E. W. BACHMANN, I. RAVAZZOLI, A. BRITOS, M. FRANCHI, A. LIZUAIN y E. SEPULVEDA, 1975. Rasgos Geológicos del sector oriental del macizo del Somuncurá, provincia de Rio Negro, República Argentina. II Cong. Ibero-Amer. De Geol. Econ., 4: 247-266, Bs. As.
- OSORIO, R. y S. ELGUETA, 1990. Evolución paleobatimétrica de la cuenca Labranza documentada por foraminíferos. 2do Simposio sobre el Terciario de Chile, Actas: 225-233. Concepción.
- OSTERRIETH, M., 1990. Paleosols and their relation to sea level changes during the late Quaternary in Mar Chiquita, Buenos Aires, Argentina. *Quaternary International*:43-44.
- OSTERRIETH, M. & G. MARTINEZ, 1993. Paleosoils on Late Cainozoic Sequences in the Northeastern side of Tandilla Range, Buenos Aires, Argentina. *Quaternary International*, 17:57-65.
- PANDO, G. A., DEL VÓ, S. G., LAFFITTE, G. Y ARREGUI, M., 1984. Posibilidades

- oleogénicas, migración y entrapamiento en las sedimentitas jurásicas (Lías - Dogger) de la región centro - meridional de la Cuenca Neuquina. IX Congr. Geol. Arg., Actas 7 : 52-67. Buenos Aires.
- PARDO CASAS, F. y P. MOLNAR, 1987. Relative motion of the Nazca (Farellón) and South American plates since late Cretaceous time. *Tectonics*, v6, p.233-248.
- PEARCE J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In Hawkesworth C.J. and Norry M.J. (eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, nantwich, pp.230-249.
- PECERILLO, A. & S.R. TAYLOR, 1976. Geochemistry of Eocene Calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamanonu área, Turkey. *Contrib. to Mineralogy and Petrology*. Bd.58 p.39-63 7 Abb., 2 Tab. Berlin, Heidelberg, New York. –
- PEREYRA, JUAN A., 1975. “Informe Geológico Final de la Zona Relevada entre las Cabeceras del Río Trocomán y Cajón de Buta Mallín”. Informe YCF, 1002. Buenos Aires.
- PEREZ RUEDI, S., 1968. “Informe sobre un reconocimiento geológico efectuado en el área comprendida entre el río Reñileuvú, río Trocomán, límite con la República de Chile (Departamento de Ñorquín, provincia del Neuquén”. Informe 942, YCF. Buenos Aires.
- PESCE, A., 1981. Estratigrafía de las nacientes del río Nahueve y Neuquén, provincia del Neuquén. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3 : 139-155. San Luis.
- PESCE, A., 1987. Evolución vulcano-tectónica del complejo efusivo Copahue – Caviahue y su modelo geotérmico preliminar. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 1 : 246-248. San Miguel de Tucumán.
- PESCE, A., 1989. Evolución volcánico – tectónica del Complejo Efusivo Copahue – Caviahue y su modelo geotérmico preliminar. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44 (1-4) : 307- 327. *Andacollo 101*
- PETRINOVIC, I.A., 1999. La Caldera de colapso del Cerro Aguas Calientes, Salta; República Argentina; Evolución y Esquema Estructural. *Acta Geológica Hispanica*. Barcelona: , v.34, n.2-3, p.243 - 255, 1999.
- PETRINOVIC, L, RILLER, U., RAMELOW, L, and GUZMAN, S. (2000): Magma Mixing in the Negra Muerta Volcanic Complex, Central Andes, Argentina. - *Lateinamerika-Kolloquium Stuttgart, Profil*, v. 18: p. 54.
- POLANCO, E., NARANJO J.A., YOUNG, S. Y MORENO, H., 2000. Volcanismo

- Explosivo Holoceno en la Cuenca del Alto BíoBío, Andes del Sur (37°45'-38°30'). IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Chile.
- POLANSKI, J., 1954. Rasgos geomorfológicos del territorio de la provincia de Mendoza. Ministerio de Economía, Instituto de Investigaciones económicas y tecnológicas. Cuadernos de investigaciones y estudios, 4:4-10, Mendoza.
- QUARTINO (B.J.), MASSABIE (A.C.) y MORELLI (J.R.), 1978. Formaciones eopaleozoicas en el norte de Córdoba y sur de Santiago del Estero, su magmatismo y significado geológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 33(1): 90-92. Buenos Aires
- RABASSA J. & C. CLAPPERTON, 1990. Quaternary glaciations of the southern Andes. *Quaternary Sciences Reviews*, 9:153-174.
- RAMOS, V. A., 1975. Geología del Sector oriental del Macizo Norpatagónico entre Aguada Capitán y la Mina Gonzalito. *Asoc. Geol. Arg. , Rev. 3: 139-140*, Bs. As.
- RAMOS, V. A., 1978. Estructura. En *Geología y Recursos minerales de la Provincia de Neuquén VII Congreso Geológico Argentino*, Relatorio:9-24.
- RAMOS, V. A., 1981. Descripción geológica de la Hoja 33c, Los Chihuidos Norte provincia del Neuquén, Servicio Geológico Nacional, Boletín 182, 1-103, Buenos Aires.
- RAMOS, V.A., 1983. Evolución tectónica y metalogénica de la Cordillera Patagónica. II Cong. Nac. Geol.. Econ., Actas, I: 107-124, San Juan.
- RAMOS, V.A., 1984. Patagonia: un continente paleozoico a la deriva?. IX Cong. Geol. Argentino, Actas, II: 311-325, Bs. As.
- RAMOS, V.A., 1998. Estructura del sector occidental de la Faja Plegada y Corridad del Agrio, Cuenca Neuquina, Argentina. X Congreso Geológico Latinoamericano, Actas v. 2, p.105-110.
- RAMOS, V.A. y M. BARBIERI, 1989. El volcanismo Cenozoico de Huantraico: edad y relaciones isotópicas iniciales, provincia de Neuquén. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 43 (2):210-223.
- RAMOS, V.A. y A. FOLGUERA, 1999. Extensión Cenozoica en la cordillera neuquina. IV Congreso de exploración y desarrollo de hidrocarburos. V.2, p. 661-664.
- RAPELA, C. y LLAMBÍAS, E., 1983. Evolución magmática y relaciones generales de los complejos eruptivos de La Esperanza, Río Negro. *Revista de la Asociación*

Geológica Argentina Vol. 40º: 4-25.

- RAPELA C. W. y E. J. LLAMBIAS, 1985. La secuencia andesítica terciaria de Andacollo, Neuquén, Argentina. 4º Congreso Geológico Chileno, Actas 3 (4) : 458-488. Antofagasta.
- RICCARDI, A.C. y DAMBORENEA, S.E. (Eds.), 1993. Léxico estratigráfico de la Argentina. Vol. 9: Jurásico. Asoc. Geol. Arg., Ser. B. N° 21. Buenos Aires.
- RICCARDI, A.C. y GULISANO, C., 1993. Unidades limitadas por discontinuidades: Su aplicación al Jurásico andino. Asoc. Geol. Arg., Rev. 45 (3-4) : 346-364. Buenos Aires.
- RICCARDI, A.C. y WESTERMANN, G.E., 1991. Middle Jurassic ammonoid fauna and biochronology of the Argentine-Chilean Andes. Part IV. Bathonian-Callovian Reineckeidae. *Palaeontographica A* 216 (4-6) : 111-145. Stuttgart.
- RICCARDI, A.C., 1993. Formación Los Molles. En: Riccardi, A. C. y Damborenea, S. (Eds.): Léxico estratigráfico de la Argentina. Vol. 9: Jurásico. Asoc. Geol. Arg., Ser. B. N° 21 : 239-243, Buenos Aires.
- RICCARDI, A.C., G.E. WESTERMANN y S.E. DAMBORENEA, 1990. Middle Jurassic of South America and Antarctic Peninsula. G. E. G. Westermann y A. C. Riccardi (Eds.): Jurassic taxa ranges and correlation charts for the Circum Pacific. 3. South America and Antarctic Peninsula. *Newsletter on Stratigraphy* 21 (2) : 105-128. Stuttgart.
- RICKWOOD, P.C., 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos.*, 22, 247-263.
- ROTH, S., 1899. Aviso preliminar sobre mamíferos mesozoicos encontrados en Patagonia. *Revista del Museo de La Plata*, 9: 381-388. La Plata.
- ROVERE, E.I. 1985: "Estratigrafía de la Quebrada El Alcázar, Calingasta, provincia de San Juan". Tesis de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires.
- ROVERE, E.I. 1988: "Estudio de los Aluviones Auríferos del río Neuquén en el depto. Minas, prov. del Neuquén", Informe interno, Universidad de Buenos Aires, subsidio UBACyT, exp. 104.
- ROVERE E., 1993a. K-Ar ages of Magmatic rocks and Geochemical Variations of Volcanics from South Andes (37° to 37° 15' S.L. – 71° W.L.). The Volcanological Society of Japan, Abstracts Volume II:107. Japan.
- ROVERE, E.I., 1993b. "K-Ar ages in the South Andes, 37°15' SL - 71°WL, Argentina",

- I.A.V.C.E.I. Congress General Assembly. Arc Magmatism, Tectonics and Ocean Floor Drilling Program. I:93. Septiembre, 1993. Canberra, Australia.
- ROVERE E., 1993c. Geochemical Variations in Plio-Pleistocene Volcanics, South Andes, (37° - 37°15' -71°WL). International Association of Volcanology. and Chemistry of the Earth's Interior, General Assembly: "Ancient Volcanism and Modern Analogues". Abstracts Volume 1, 35: 93. Canberra, Australia.
- ROVERE E., 1998. Volcanismo Jurásico, Paleógeno y Neógeno en el Noroeste del Neuquén, Argentina, X° Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica, Actas Volúmen I: 144-149 págs. Buenos Aires, Argentina.
- ROVERE, E., 2000 a. Informe científico y evaluación de riesgo del volcán Copahue, Provincia del Neuquén. Análisis erupción del 1 al 21 de Julio del 2000, Caviahue. (Inf. Int., SEGEMAR).
- ROVERE E., 2000 b. Hoja Geológica Andacollo, Evolución Tectonomagmática, IX° Congreso Geológico Chileno. Actas, Volúmen 1, Sesión Temática N°6: 824 pág. Puerto Varas, Chile.
- ROVERE E.I., 2003. Caviahue Caldera-Copahue Volcano Unrest, Southern Andes. XXIII General Assembly of the Interantional Union of Geodesy and Geophysics, IUGG 2003", IAVCEI (International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior) *Tomo A, Expanded Abstracts p.526 (CD ROM V08/02P)*. Sapporo, Japón.
- ROVERE, E.I., 2004: "Stratigraphy and Geology of Volcanic áreas, Mapping Examples in the Southern Andes, Argentina". 32nd International Geological Congress, Florencia, Italia. (Expanded Abstracts, CD ROM code:A32IGCJT95) G22.01-Session: "Stratigraphy and geology of volcanic áreas".
- ROVERE E. y CASELLI A., 1992. Prequaternary volcanic centers in S.V.Z. Andes, Northwest Neuquén, Argentina, South America. 29° International Geological Congress. Abstracts Volume II: 561. Kyoto, Japan.
- ROVERE E., I. KANEOKA y K. NAGAO, 1993. K-Ar ages of the Guañaco Volcano a basaltic volcano of the Southern Andes, (37°15' S - 71° W). Japan Earth and Planetary Science Joint Meeting, Abstracts Volume: 307:G31-Q26, Tokyo, Japan.
- ROVERE E. y CASTRO L., 1995. "Estudio Preliminar de la Granodiorita cerro Columpio", V° Congreso de Geología Económica, Actas Volúmen I: 357-360,

San Juan, Argentina, 1995.

- ROVERE, E., FAUQUE, L., FOLGUERA, A. y GOMEZ, A., 2000. Quaternary Evolution in the Región of Copahue Volcano, Neuquén, Argentina". 31st International Geological Congress, Volcanism and Associated Regimes 6.8, Expanded Abstracts CD ROM 0608047.PDF. Rio de Janeiro, Brasil.
- ROVERE, E.I. y C. RISSO, 2001a. Volcanic Hazard and crisis management of Copahue Volcano during July 2000, Neuquén Province, Argentina. Simposio "Cities on Volcanoes 2", T.1: 27. IAVCEI, International Association of Volcanology of the Earth's Interior, Auckland, New Zealand.
- ROVERE, E.I. y C. RISSO, 2001b. "Eruption of Copahue Volcano, Argentina". Simposio "Cities on Volcanoes 2", T.2: 126. IAVCEI, International Association of Volcanology of the Earth's Interior, Auckland, New Zealand.
- ROVERE, E.I. y E.A. ROSSELLO, 2001: "Evolución Geológica durante el Mioceno en la región del Cerro Columpio, al sur de los 37° Lat. Sur, Andes Neuquinos, Argentina". XI° Congreso Latinoamericano de Geología, Resúmenes Expandidos CD ROM N°262, 6 págs. Montevideo, Uruguay.
- ROVERE E.I., H. LEANZA; C. HUGO; S. TOURN; A. CASELLI, A. FOLGUERA, 2004a. "Hoja Geológica Andacollo, prov. del Neuquén", Programa de Cartas Geológicas Escala 1:250.000, Hoja N° 3772-IV, Servicio Geológico Minero Argentino. Texto 104 páginas.
- ROVERE E.I., M. ALVAREZ y J.C. ZANETTINI, 2004b. Stratigraphical Volcanic Units in the Southern Andes, Argentina. Geological Cartography Concepts. 32nd International Geological Congress, Florencia, Italia. (*Expanded Abstracts, CD ROM Workshop DW07*) Session: Geological Mapping, DW 07.
- ROVERE E.I. y R.A. VIOLANTE, 2005. Paleogeographical and stratigraphical constraints between the southern Andes and the continental shelf, Argentina: volcanic considerations. Vth Annual Conference IGCP 464, Abstracts volume: 91-93. Continental Shelves during the Last Glacial Maximum, San Petersburgo, Rusia.
- ROVERE E.I., H. LEANZA; C. HUGO; S. TOURN; A. CASELLI, A., 2005a. "Hoja Geológica Andacollo, prov. del Neuquén", Programa de Cartas Geológicas Escala 1:250.000, Hoja N° 3772-IV, Servicio Geológico Minero Argentino. Mapa 2° Edición.
- ROVERE, E., R. VIOLANTE y J. MENDÍA, 2005b: "The Argentine volcanoclastic

- stratigraphy: regional framework and multidisciplinary approach for its study and mapping”. Primer Encuentro Científico del ICES, 21 al 25 de noviembre de 2005, Malargüe, Mendoza. ACTAS: Pp. 47-56. (Talleres CNEA - ISBN 987-1323-03-4.)
- ROVERE, E. I., R.A. VIOLANTE, J.M. CARCIONE, J.E. MENDÍA, G. PAPARO, H.G. MARENGO, S. L. LAGORIO, M.L. OSTERRIETH, C. LAPRIDA, E.SEPÚLVEDA Y C. REGAIRAZ, 2006. “Paleoenvironmental Reconstruction of the Payenia and Laguna Llanquanelo Natural Reserves, Mendoza, Argentina: Paleovolcanism and Paleolimnology”. En: *Reconstrucciones Regionales de las Variaciones Climáticas en América del Sur durante el Holoceno Tardío: Una nueva iniciativa de PAGES (Past Global Changes)*. Abstracts; 1: 81. Simposio Internacional, Malargüe, Mendoza.
- ROVERE, E.I.y M. MAMANÍ, 2006: “Electric Structure of the Copahue Volcano and future eruptive predictions”. IV Conference; Cities on Volcanoes (IAVCEI), Abstracts Volume I: 109. Symposium IV B: Monitoring. Quito, Ecuador.
- ROVERE E.I., M. POSCOLIERI, J. MENDÍA, C. RAFANELLI, 2007. Mitigación del riesgo volcánico a través del monitoreo de parámetros geoquímicos y geofísicos de calderas volcánicas: Volcán Copahue (Neuquén, Argentina). Resumen Aceptado octubre 2007, III° Reunión I.C.E.S., Malargüe, Mendoza.
- ROVERE, E.I., R.A. VIOLANTE, A. OSELLA, M. DE LA VEGA, M. OSTERRIETH, C. REGAIRAZ, A. BAYARSKY, J. LIVELLARA y G. MOUJAN, 2007. El Volcanismo y los cambios ecológicos en el Sur de Mendoza (Argentina) durante el Cuaternario. III° Reunión I.C.E.S., Malargüe, Mendoza. (Resúmenes: Aceptado, octubre 2007)
- SARRIS, M., 1964. Informe geológico de la zona del río Palao, departamento Minas, provincia del Neuquén. Yacimientos Carboníferos Fiscales. Carpeta 907 (Informe Inédito). Buenos Aires.
- SERRANO, L. 1975. Prospección minera de la región cordillerana de la provincia de Bío Bío. Instituto de Investigaciones Geológicas (inédito), 49 p. Santiago, Chile.
- SILLITOE, R. H., 1974. Tectonic segmentation of the Andes: Implications for magmatism and metallogeny. *Nature*, 250, 542-545.
- SOMOZA, R., 1998. Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 million years. Implications for mountain building in the central

- andean región, *J.S.Am.Earth Sci.*, 11, 211-215, 1998.
- SACK, R.O., GHIORSO, M.S., 1991. Chromian spinels as petrogenetic indicators; thermodynamics and petrological applications. *American Mineralogist* 76, 827-847.
- SAUNDERS, S.J., 2005. The possible contribution of circumferential fault intrusion to caldera resurgence. *Bulletin of Volcanology* 67: 57-71.
- SATO, A.M., BASEI, M.A.S., TICKYJ, H., LLAMBÍAS, E.J. & VARELA, R., 2004. Granodiorita El Sótano: plutón jurásico deformado aflorante en el basamento de Las Grutas, Macizo Norpatagónico Atlántico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* Vol.59, N°4. Págs. 18
- SOTO, J., E. ROVERE, L. CASTRO, 1990. "Aplicación de la concentradora centrífuga Knelson al estudio del aluvión del arroyo Huaraco, Andacollo, pcia. del Neuquén". III° Congreso de Geología Económica, Olavarría, pcia. de Buenos Aires, 47-57: III.
- SOTO, A., VELO, R.A. y J.C. ZANETTINI, 1969. Zona Los Maitenes - El Salvaje, provincia del Neuquén. Plan Cordillerano Centro, D.G.F.M. Mendoza. Informe inédito.
- STERN, C., 1989. Pliocene to Present Migration of the volcanic front, Andean Southern Volcanic Zone. *Revista Geológica de Chile*, Vol.16, N°2, p.145-162, 8 Figs.
- STERN C.R., F.A. FREY, K.FUTA, R.E. ZARTMAN, Z.PENG & T.K.KYSER, 1990. Trace element and Sr, Nd, Pb, and O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonian Plateau lavas of southernmost South America, *Contrib. Min. Petrol.*, 104, 294-308, 1990.
- STIPANICIC P. N., 1969. El avance en los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber. *Asoc. Geol. Arg., Revista* 24 (4): 367-388. Buenos Aires.
- STIPANICIC P. N., WESTERMANN, E.G.E. Y RICCARDI, A. C., 1976. The Indo-pacific ammonite genus *Mayaites* in the Oxfordian of the southern Andes. *Ameghiniana* 12 (4) : 281-305. Buenos Aires.
- STIPANICIC, P.N., 1951. Sobre la presencia del Oxfordense superior en el arroyo de La Manga. *Asoc. Geol. Arg., Revista* 6 (4) : 213-239. Buenos Aires.
- STIPANICIC, P.N., 1966. El Jurásico en Vega de La Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo Divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina. *Asoc. Geol., Arg., Revista* 20 (4) : 403-478. Buenos Aires.

- STIPANICIC, P.N., RODRIGO, F., BAULIES, O. y MARTINEZ, C., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Rev. Asoc. Geol. Arg.* 23 (2): 67-98.
- STOLL, W.C., 1957. Geología y depósitos minerales de Andacollo, provincia de Neuquén. *Dir. Nac. De Min., Anales VI*, 35 p.
- STRECKEISEN, A., 1976. To each plutonic Rock its proper name.-*Earth Science Rev.* Bd. 12 p.1-33 Amsterdam, London, New York.
- SUÁREZ, M., EMPARÁN, C. y DE LA CRUZ, R., 1988. Lavas submarinas, rocas piroclásticas y turbiditas jurásicas en los Andes de Lonquimay (Lat. 38° - 39°S). In Congreso Geológico Chileno, N° 5, Actas, Vol. 1 p. A365-A383. Santiago.
- SUÁREZ, M. y C. EMPARÁN, 1995. The stratigraphy, geochronology and paleogeography of a Miocene fresh water interarc basin, southern Chile, *J.S.Am. Earth Sci.*, 8, 17-31, 1995.
- SUÁREZ, M. y DE LA CRUZ, R., 1997. Volcanismo pliniano del Lias durante los inicios de la cuenca de Neuquén, cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. VIII° Congreso Geológico Chileno, Actas, Vol. I, pp.266-270.
- SUÁREZ, M. y C. EMPARÁN, 1997. Hoja Curacautín, Regiones de la Araucanía y del Bío-Bío, escala 1:250.000, Carta Geológica de Chile, No 71, 105 p., Sev. Nac. de Geol. y Min. de Chile, Santiago, 1997.
- TERUGGI, M. E., M. MAZZONI, L. SPALETTI y R. ANDREIS, 1978. Rocas Piroclásticas, Interpretación y Sistemática. Asociación Geológica Argentina, Publicaciones Especiales, Serie "B" (Didáctica y Complementaria) N°5. Págs. 45. Láms. III.
- THIELE, R., H. MORENO, S. ELGUETA, A. LAHSEN, S. REBOLLEDO & M.E. PETIT BREUILH, 1998. Evolución geológico-geomorfológica cuaternaria del tramo superior del valle del río Laja. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 25, N°2.
- TIBALDI, A., 1995. Morphology of pyroclastic cones and tectonics, *Journal of Geophys. Res.*, 100 (B12), 24, 521-24, 535.
- TORNEY D. R., R. HICKEY-VARGAS, F.A. FREY and L. LOPEZ ESCOBAR, 1991. Recent lavas from the Andean volcanic front (33 to 42°S); Interpretations of along-arc composition variations, in Harmon, R.S. and C.W. Rapela (Eds.), Geological Society of America. Special Paper 265, Andean Magmatism and its Tectonic Setting, 57-77.
- TROLL, V.R., T.R. WALTER & H.U. SCHMINCKE, 2002. Cyclic caldera collapse:

- Piston or piecemeal subsidence? Field and experimental evidence. *Geology* 30:135-138.
- TUCKER, R.W., 2001. *Sedimentary Petrology*. Blackwell Sc. Publ., Oxford, 262 pág.
- TURNER, F. y J. VERHOOGEN, 1963. *Petrología Ignea y Metamórfica*. Págs., 726. Trad. del inglés, Editorial Omega, Barcelona.
- TURNER, J. C. M., 1965. Estratigrafía de la comarca de Junín de los Andes. *Acad. Nac. Cienc., Bol.* 44 : 5-51. Córdoba.
- TURNER, J. y L. CAZAU, 1978: Estratigrafía del Prejurásico. Relatorio VII, Cong. Geol. Arg., Neuquén, Pág. 25-36°.
- ULIANA, M.A., 1978. Estratigrafía del Terciario. En: Relatorio. Geología y recursos naturales del Neuquén. Congreso Geológico Argentino, N°7, Volumen 1, páginas 67-82. Neuquén, 1978.
- ULIANA, M. A. y L. LEGARRETA, 1993. Hydrocarbons habitat in a Triassic to Cretaceous sub-andean setting: Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Petroleum Geology*, 16 (4) : 397-420. Houston.
- ULIANA, M., D. DELLAPÉ y G. PANDO, 1975. Distribución y génesis de las sedimentitas Rayosianas (Cretácico inferior de las Pcias de Neuquén y Mendoza). Segundo Congreso Iberoamericano de Geología Económica Actas v.1, p.151-176
- ULIANA, M. A., DELLAPÉ, D. A. y PANDO, G. A., 1977. Análisis estratigráfico y evaluación del potencial petrolífero de las Formaciones Mulichinco, Chachao y Agrio. Cretácico inferior de las provincias de Neuquén y Mendoza. *Revista Petrotecnia* 2, 3. Buenos Aires.
- ULIANA, M. A., K.T. BIDDLE, D.W. PHELPS y D. A. GUST, 1985. Significado del volcanismo y extensión Mesojurásicos en el extremo Meridional de Sudamérica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Revista XI. (3-4):231-253.
- VARELA, J.; MORENO, H.; LAHSEN, A.; VERGARA, M. 1988. Los depósitos de relleno cuaternario del curso superior del río Laja (VIII Región). In Congreso Geológico Chileno, No. 5, Actas, Vol. 2, p. D159-D177. Santiago.
- VATTUONE, M., LATORRE C., MONTENEGRO, T., LAGORIO S., FAZIO, A. y MIRETZKY, P, 1998. Caracterización geoquímica de volcanitas cretácicas afectadas por metamorfismo de bajo grado en Moquehue y Aluminé entre los 38° y 40° LS, Neuquén. Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Argentino de Geología Económica. Buenos Aires.

- VERGANI, G.D., A.J. TANKARD, H.J. BELOTTI y H.J. WELSINK, 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin Argentina. En A.J. Tankard, R. Suárez y Welsink (eds.) Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 383-402.
- VERGARA, M., J. MORAGA y M. ZENTILLI, 1997. Evolución Tectónica de la cuenca Terciaria entre Parral y Chillán: análisis por trazas de fisión en apatitas. VIII Congreso Geológico Chileno, Actas, vol. 2, ses. Tem. 6, 1574-1578.
- VIOLANTE, R. A. y E.I. ROVERE, 2005a. Influence of Neogene volcanic activity in the composition of continental shelf sediments, Argentina. Vth Annual Conference IGCP 464, Abstracts volume 94-96. San Petersburgo, Rusia.
- VIOLANTE, R.A. y E.I. ROVERE, 2005b. Los sedimentos de la plataforma continental argentina y su relación con el volcanismo andino Neógeno. XVI Congreso Geológico Argentino, Volumen 3: 239-246. La Plata, Buenos Aires, Argentina.
- VIRAMONTE, J.G. y PETRINOVIC, I.A., 1990. Cryptic and partially buried calderas over a strike-slip fault system in the Central Andes. In: International Symposium on Andean Geodynamics. 1990. p.313 - 315
- VOGT, P. R. (1974). Volcano spacing, fractures and thickness of the lithosphere, Earth Planet. Sci. Lett., 21, 235-252.
- VOLKHEIMER, W., 1973. Palinología estratigráfica del Jurásico de la Sierra de Chacai Co y adyacencias (Cuenca Neuquina, Argentina). I. Estratigrafía de las Formaciones Sierra Chacai Co (Pliensbachiano), Los Molles (Toarciano), Cura Niyeu (Bajociano) y Las Lajas (Caloviano inferior). Ameghiniana 10 (2): 105-109. Buenos Aires.
- WEAVER, CH., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina. Mem. Univ. Washington 1 : 1-469. Seattle.
- WEAVER B. y J. TARNEY, 1984. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. Nature 310. pp 57-175.
- WENTWORTH, CH. K. y WILLIAMS, H., 1932. The classification and terminology of the pyroclastic rocks. Natural Research Council, Rept. Com. Sediment., Bull. 89: 19-53.
- WESTERMANN G.E., 1967. Sucesión de ammonites del Jurásico medio en Antofagasta, Atacama, Mendoza y Neuquén. Asociación. Geológica Argentina, Revista 22 (1) : 65-73. Buenos Aires.

- WILSON M., 1989. *Igneous petrogenesis*. Unwin Hyman, London.
- WOOD, D.A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth & Planetary Science Letters*, 50, 11-30.
- YRIGOYEN, M.R., 1972. Cordillera Principal. En: *Geología Regional Argentina*, A. F. Leanza (Ed.): Centenario Academia Nacional de Ciencias: 345-364. Córdoba.
- ZANETTINI J.C., V. MÉNDEZ y E. ZAPPETTINI, 1987. El Mesozoico y Cenozoico sedimentario de la comarca de Los Miches, Provincia del Neuquén. *Asociación Geológica Argentina, Revista XLII (3-4):338-348*.
- ZANETTINI, J.C. y H. LÓPEZ, 1989. Prospección geoquímica en el área de reserva Las Ovejas, Provincia del Neuquén. *Corporación Minera del Neuquén - Dirección General de Fabricaciones Militares*, 10 págs. (Informe inédito). Mendoza.
- ZANETTINI, J.C., 2001. Hoja Geológica 3772-II, Las Ovejas. Provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. *Boletín 263: 1-44*. Buenos Aires.
- ZAPATA, T., I. BRISSON y F. DZELALIJA, 1999. La estructura de la Faja Plegada y Corridaandina en relación con el control del basamento de la Cuenca Neuquina. *Boletín de Informaciones Petroleras*, No 60, Diciembre de 1999.
- ZAVALA, C.A., 1992. Estratigrafía y análisis de facies de la Formación Lajas (Jurásico medio), Cuenca Neuquina suroccidental. I.G.C. Project 322. First Field Conference, Bol. 1 : 42-45. La Plata.
- ZÖLLNER, W. y A.J. AMOS, 1955. Acerca del Paleozoico superior y Triásico del C° La Premia, Neuquén. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, Tomo X (2): 127-135.
- ZÖLLNER, W. y A.J. AMOS, 1973. Descripción geológica de la Hoja 32 b, Chos Malal, provincia del Neuquén. *Serv. Geol. Min. Argentino*, Bol. 143 : 1- 91, Buenos Aires.

ANEXO I

PETROGRAFIA

MICROFOTOGRAFIAS

En este Anexo se detallan microscópicamente las secciones delgadas y las microfotografías de rocas pertenecientes a unidades volcánicas del Jurásico, Paleógeno, Mioceno, Plioceno y Pleistoceno.

JURÁSICO

Muestra NH2 Formación Nahueve

Roca con estructura masiva y textura vitroporfírica, con pasta hialopilitica.

Los fenocristales de plagioclasa, piroxeno, y opacos conforman entre el 30 % y 40% de la muestra y en sectores se agrupan formando glomérulos.

La fracción más abundante corresponde a plagioclasa (70%), que se presenta en individuos tabulares euhedrales a subhedrales, algo deformados y maclas polisintéticas. En general presentan tonalidad e inclusiones de apatito, sus bordes se observan corroídos y en algunos casos presentan engolfamientos.

Los fenocristales de augita (20%) son subhedrales a anhedrales y se observan relativamente frescos.

Entre los fenocristales se observan minerales opacos.

La pasta está conformada por microlitos de plagioclasa que en sectores se disponen fluidamente en una mesostasis vítrea. En los intersticios se observan pequeños cristales de minerales opacos

Microfotografías No. 1,2,3 y 4.

Andesita basáltica.

PALEÓGENO

Muestra NH3A Grupo Molle

Roca con estructura masiva y textura porfírica a glomeroporfírica, con pasta pilotáxica a intergranular.

Los fenocristales de plagioclasa, augita, y hornblenda conforman el 10 % de la muestra y en sectores se agrupan formando glomérulos.

La fracción más abundante corresponde a plagioclasa (80 %) que se presenta en individuos tabulares subhedrales, con macla de Carsbald y polisintética. En general presentan tonalidad e inclusiones de apatito y sus bordes se encuentran corroídos y con engolfamientos asociados a microfracturas.

Los fenocristales de augita (10%) son anhedrales y se observan poco frescos.

Entre los fenocristales se observan minerales opacos.

La pasta esta conformada por microlitos de plagioclasa que en sectores se disponen fluidamente y tienen menor índice que los fenocristales, y en los intersticios se

observan pequeños cristales de augita y gran cantidad de opacos. También hay presencia de microcristales de tridimita (o cristobalita) en la pasta.

Microfotografías No. 6,7 y 8.

Basalto

Muestra NH3B Grupo Molle

Roca con estructura masiva y textura porfírica a glomeroporfírica, con pasta pilotáxica a intergranular.

Los fenocristales de plagioclasa y augita conforman el 20 % de la muestra y en sectores se agrupan formando glomérulos.

La fracción más abundante corresponde a plagioclasa (60 %) de composición andesina que se presenta en individuos tabulares subhedrales, con macla de Carsbald y polisintética. En general presentan tonalidad e inclusiones de apatito y sus bordes se encuentran corroídos y con engolfamientos asociados a microfracturas.

Fenocristales de plagioclasa (labradorita-andesina) zonados presentan inclusiones de vidrio volcánico color café y material criptocristalino intersticial.

Los fenocristales de hornblenda (20 %) son anhedrales, se observan frescos y asociados con biotita.

Entre los fenocristales se observan minerales opacos.

La pasta esta conformada por microlitos de plagioclasa que en sectores se disponen fluidamente y tienen menor índice que los fenocristales, y en los intersticios se observan pequeños cristales de augita y gran cantidad de opacos.

Microfotografía No. 5.

Andesita

MIOCENO

Muestra Bu 3 (lavas del Arroyo Buraleo)

Roca con estructura masiva y textura porfírica a glomeroporfírica, con pasta intergranular.

Los fenocristales de plagioclasa, augita, olivina y hornblenda conforman entre el 40 % y 50% de la muestra, en sectores presenta un aspecto afieltrado.

La fracción más abundante corresponde a plagioclasa (70 %) que se presenta en tablillas e individuos tabulares subhedrales, con macla de Carsbald y polisintética. En general presentan tonalidad e inclusiones de apatito y sus bordes se encuentran albitizados.

Los microfenocristales de augita, hornblenda y olivina (20%) están alojados entre los intersticios de los microlitos de plagioclasa.

La augita se presenta en individuos euhedrales a subhedrales y se observan frescos.

La hornblenda y la olivina se presenta en individuos anhedrales de menor desarrollo y poco frescos.

Entre los fenocristales se observan minerales opacos y vidrio alterado.

La pasta esta conformada por microlitos de plagioclasa que en sectores se disponen fluidamente. En los intersticios se observan pequeños cristales de augita y gran cantidad de opacos.

Microfotografías No. 9 y 10.

Basalto

Muestra BM3 (dique del valle de Buta Mallín)

Roca con estructura masiva y textura glomeroporfirica, con pasta pilotáxica a subofítica.

Los fenocristales de plagioclasa y piroxeno (no diferenciado) conforman entre el 40 % y 50% de la muestra y en sectores presenta un aspecto afieltrado.

La fracción más abundante corresponde a plagioclasa (80 %) que se presenta en tablillas e individuos tabulares subhedrales, con macla de Carsbald y polisintética. En general presentan tonalidad e inclusiones de minerales accesorios y sus bordes se encuentran corroídos, a veces engolfados y alterados a feldespatos alcalinos y escasa clorita.

Los microfenocristales de piroxeno (10%) están alojados entre los intersticios de los microlitos de plagioclasa y se presentan frescos.

Entre los fenocristales se observan minerales opacos y vidrio alterado. Entre los accesorios apatita y magnetita.

La pasta intersertal de grano fino esta conformada por microlitos de plagioclasa con minerales secundarios y de alteración (carbonatos). En los intersticios se observan pequeños cristales de piroxeno (augita?) y gran cantidad de opacos.

Microfotografías No. 11 y 12

Andesita (Diabasa)

PLIOCENO

Muestra Bi

Roca con estructura masiva y textura glomeroporfirica, con pasta pilotáxica.

Los fenocristales de plagioclasa y piroxeno (augita) conforman entre el 40 % y 50% de la muestra, en sectores presenta una textura intersertal.

La fracción más abundante corresponde a plagioclasa (80 %) que se presenta en tablillas e individuos tabulares subhedrales, con macla de Carsbald y polisintética. En general presentan tonalidad e inclusiones de minerales accesorios y sus bordes se encuentran corroídos, a veces engolfados.

Los fenocristales de augita (10%) están alojados entre los intersticios de los microlitos de plagioclasa y se presentan frescos.

Entre los fenocristales se observan minerales opacos y vidrio alterado.

La pasta intersertal y en sectores felsítica de grano muy fino está conformada por microlitos de plagioclasa con minerales arcillosos. En los intersticios se observan pequeños cristales de opacos.

Microfotografías No. 13 y 14

Andesita

Muestra 920

Roca con estructura masiva y textura porfirica, con pasta andesítica (o seriada).

Los fenocristales de plagioclasa, augita y olivina conforman entre el 20 y 30 % de la muestra, en sectores con aspecto fluidal.

La fracción más abundante corresponde a plagioclasa (70 %) que se presenta en tablillas e individuos tabulares subhedrales, con macla polisintética. En general presentan inclusiones de apatito y sus bordes se encuentran corroídos.

Los fenocristales de augita (10%) están alojados entre los intersticios de los microlitos de plagioclasa y se presentan frescos.

La olivina (10%) presenta bordes alterados a iddingsita. Entre los fenocristales se observan minerales opacos.

La pasta intersertal de grano fino esta conformada por microlitos de plagioclasa con minerales secundarios y de alteración (carbonatos e iddingsita). En los intersticios se observan pequeños cristales de olivina, augita y gran cantidad de opacos.

Microfotografía No. 15

Andesita basáltica

Muestra BS

Roca con estructura masiva y textura vitrofirica, con pasta intersertal y en sectores hialofítica.

Los fenocristales de plagioclasa, olivina y piroxeno conforman el 20 % de la muestra.

La fracción más abundante corresponde a plagioclasa (80 %) de tipo andesina, se presenta en tablillas sin distribución uniforme. Los individuos tabulares subhedrales, con macla de Carsbald y polisintética en general presentan zonalidad normal e inclusiones de apatito. Sus bordes se encuentran corroídos, a veces engolfados y fragmentados.

Los fenocristales de clinopiroxeno y ortopiroxeno (augita – augita diopsídica – hipersteno) (10%) están alojados entre los intersticios de los microlitos de plagioclasa y se presentan frescos.

La olivina se presenta en una fracción menor del 10%. Entre los fenocristales se observan minerales opacos y material vitrificado no identificado.

La pasta esta conformada por material vítreo y criptocristalino de grano fino con material arcilloso.

Los minerales accesorios menores son opacos (magnetita), apatito y titanita.

Microfotografías No. 16 y 17

Andesita

Muestra NHi2

Roca con estructura vesicular y textura porfírica, con pasta traquitica a bostonítica.

Los fenocristales de plagioclasa y piroxeno conforman el 40 % de la muestra, en sectores presenta un aspecto fluidal.

La fracción más abundante corresponde a plagioclasa (90 %) (andesina) que se presenta en tablillas e individuos tabulares subhedrales, con macla de Carsbald y polisintética. En general presentan zonalidad e inclusiones de apatito y sus bordes se encuentran corroídos, frecuentemente engolfados y fragmentados.

Los microfenocristales de augita y hornblenda (10%) están alojados entre los intersticios de los microlitos de plagioclasa y se presentan frescos.

Entre los fenocristales se observan minerales opacos.

La pasta de grano fino esta conformada por microlitos de plagioclasa con minerales secundarios. En los intersticios se observan pequeños cristales de augita, hornblenda y gran cantidad de opacos.

Microfotografías No. 16, 18 y 19.

Andesita basáltica

Muestra M7

Roca con estructura vesicular y textura microporfírica, con pasta felsítica.

Los fenocristales de plagioclasa, hornblenda y biotita conforman el 10 % de la muestra, en sectores se presentan agrupados en cúmulos.

La fracción más abundante corresponde a plagioclasa (80 %) que se presenta en tablillas y en escasos individuos tabulares subhedrales a anhedrales, con macla

polisintética. En general presentan zonalidad e inclusiones de minerales accesorios y sus bordes se encuentran corroídos, a veces engolfados y fragmentados.

Los fenocristales de minerales máficos (<10%) hornblenda y biotita, están alojados en los intersticios vesiculares formando amígdalas. En sectores están completamente reemplazados por opacos y piroxeno, presentan bordes corroídos.

Entre los fenocristales también se observan abundantes minerales opacos entre el vidrio alterado.

La pasta esta conformada por microlitos de plagioclasa y vidrio con minerales secundarios y de alteración. En los intersticios se observan pequeños cristales de augita y gran cantidad de opacos.

Microfotografía No. 18

Andesita

PLEISTOCENO

Muestra 5 2

Roca con estructura masiva y textura porfirica, con pasta pilotáxica fluidal.

Los fenocristales de plagioclasa, olivina y piroxeno conforman el 20 % de la muestra, en sectores se presentan agrupados en glomérulos.

La fracción más abundante corresponde a plagioclasa (80 %) que se presenta en tablillas y en individuos tabulares subhedrales a euhedrales, con macla polisintética y de Carsbald. En general presentan zonalidad e inclusiones de minerales opacos y criptocristalino. Sus bordes se encuentran corroídos, engolfados y parcialmente fragmentados.

Los fenocristales de olivina (10%) son subhedrales a anhedrales. Presentan engolfamientos y fragmentación. En las microfotografías se observa la fragmentación y separación de un fenocristal de olivina. Ambos fragmentos son englobados por material criptocristalino y pasta con microlitos de plagioclasa y opacos. En los engolfamientos corroídos se observa fragmentación en un sector, mientras que en los planos intergranulares se conserva la alteración a óxidos de hierro y en parte iddingsita.

La pasta esta conformada por microlitos de plagioclasa, opacos, material criptocristalino, minerales secundarios y de alteración. En los intersticios se observan pequeños cristales de olivina, augita, vidrio y gran cantidad de opacos.

Microfotografía No. 19 y 20

Basalto

Muestra LCC

Roca con estructura masiva y textura seriada, con pasta con textura subofítica.

Los fenocristales de plagioclasa, olivina y piroxeno conforman el 30 % de la muestra, en general se presentan agrupados en cúmulos.

La fracción más abundante corresponde a plagioclasa (80 %) que se presenta en tablillas y en escasos individuos tabulares subhedrales a euhedrales, con macla

polisintética y de Carsbald. En general presentan zonalidad e inclusiones fluídas, sus bordes se encuentran poco corroídos.

Los fenocristales de olivina (<10%), se presentan en individuos prismáticos subhedrales. Sus bordes presentan (parcialmente) iddingsita y óxidos de hierro, también se observan sectores con reemplazos de opacos y piroxeno.

Entre los fenocristales también se observan minerales opacos.

La pasta esta conformada por microlitos de plagioclasa y minerales secundarios y de alteración, óxidos de hierro, iddingsita. En los intersticios se observan pequeños cristales de olivina y opacos.

Microfotografías No. 21 y 22

Basalto

Muestra LOCN

Roca con estructura vesicular y textura porfírica, con pasta pilotáxica intergranular.

Los fenocristales de plagioclasa, olivina y piroxeno conforman el 25 % de la muestra, en sectores se agrupan formando glomérulos, o bien cúmulos vitrificados o criptocristalinos.

La fracción más abundante corresponde a plagioclasa (70 %) que se presenta en tablillas y en individuos tabulares subhedrales, con macla de Carsbald y polisintética. En los ejemplares mayores (> 0,5 mm.) se observa zonalidad normal e inclusiones de minerales opacos de hábito cúbico, y sus bordes se encuentran corroídos, a veces engolfados y/o fragmentados.

Los fenocristales de olivina (> 10%) son subhedrales a anhedrales y en algunos ejemplares se observan alterados a iddingsita en sus bordes y a lo largo de sus planos de clivaje.

Los fenocristales de piroxenos (< 10%) augita subhedrales, están distribuidos en los intersticios vesiculares, formando amígdalas o asociados a las olivinas. Presentan débil pleocroismo. En sectores presentan inclusiones de pequeños cristales de plagioclasa.

Entre los fenocristales también se observan abundantes minerales opacos.

La pasta esta conformada por microlitos de plagioclasa y vidrio color café con minerales secundarios (arcillas) y de alteración (iddingsita). En los intersticios se observan pequeños cristales de olivina y gran cantidad de opacos.

Microfotografías Nos. 23, 24 y 30

Basalto

Muestra LCB

Roca con estructura vesicular y textura porfírica, con pasta intergranular.

Los fenocristales de plagioclasa, olivina, piroxenos y opacos conforman el 20 % de la muestra, en sectores se presentan agrupados en racimos.

La fracción más abundante corresponde a plagioclasa (80 %) que se presenta en tablillas y en escasos individuos tabulares subhedrales a anhedrales, con macla polisintética. En general presentan zonalidad e inclusiones de apatito y sus bordes se encuentran corroídos, a veces engolfados y fragmentados, con abundante material criptocristalino.

Los fenocristales de olivina (10%) se distinguen claramente en dos generaciones y tamaños de grano. Los cristales se observan subhedrales a anhedrales, fragmentados con bordes de reacción y reemplazo.

Los fenocristales de minerales opacos y piroxenos (10%), están alojados en los intersticios vesiculares formando amígdalas o reemplazando a la olivina.

La pasta está conformada por microlitos de plagioclasa y vidrio con minerales secundarios y de alteración, arcillas, iddingsita, opacos ricos en hierro.

Microfotografía No.25

Basalto

Muestra LCA

Roca con estructura vesicular y textura porfírica, con pasta pilotáxica intergranular.

Los fenocristales de plagioclasa, olivina y piroxeno conforman el 30 % de la muestra, en sectores se presentan agrupados en glomérulos.

La fracción más abundante corresponde a plagioclasa (70 %) que se presenta en tablillas y en individuos tabulares subhedrales a euhedrales, con macla polisintética. En general presentan zonalidad e inclusiones de apatito y vidrio. Sus bordes se encuentran en algunos ejemplares engolfados y fragmentados.

Los fenocristales de olivina (> 10%), son subhedrales a anhedrales. Algunos ejemplares están completamente reemplazados por minerales de hierro, iddingsita y piroxeno, presentan engolfamientos y fragmentación.

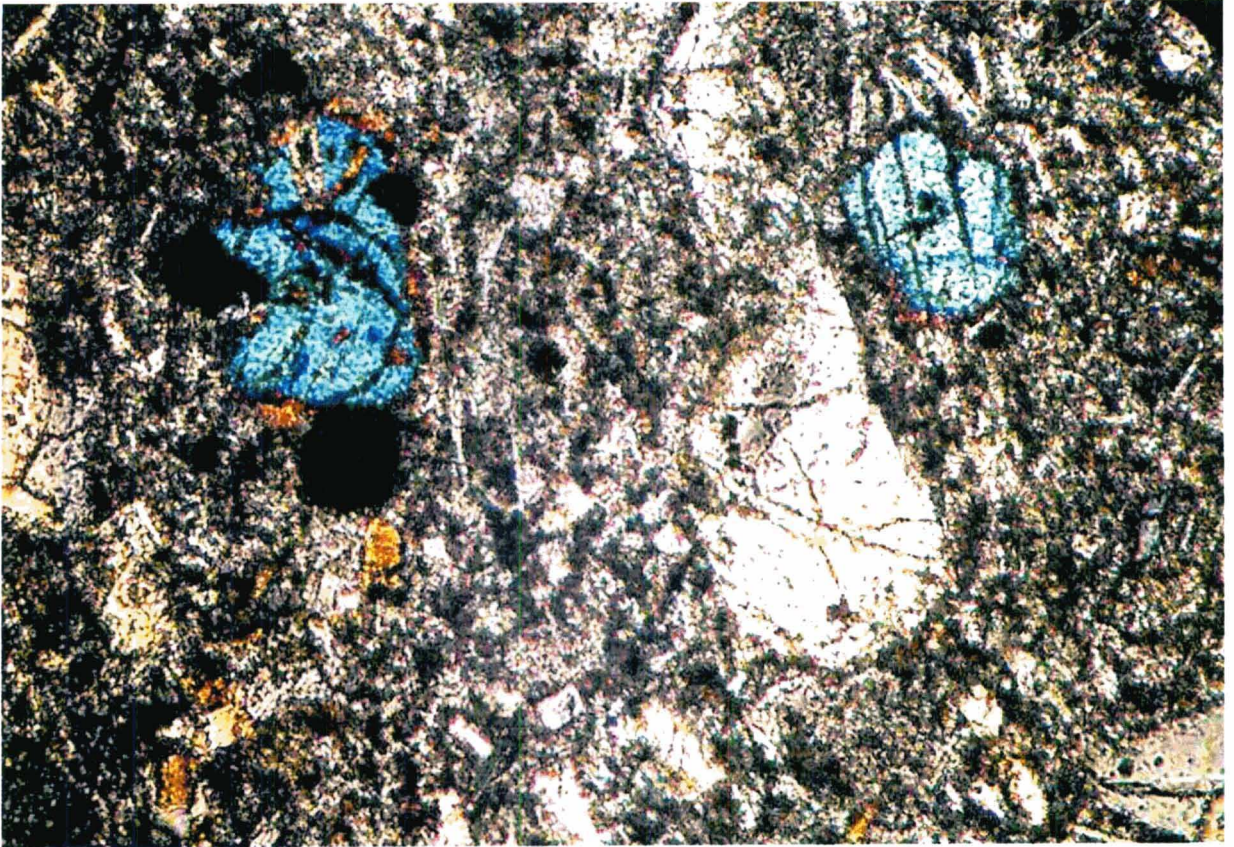
Entre los fenocristales también se observan abundantes piroxenos y minerales opacos.

La pasta esta conformada por microlitos de plagioclasa y vidrio con minerales secundarios y de alteración. En los intersticios se observan pequeños cristales de augita y gran cantidad de opacos.

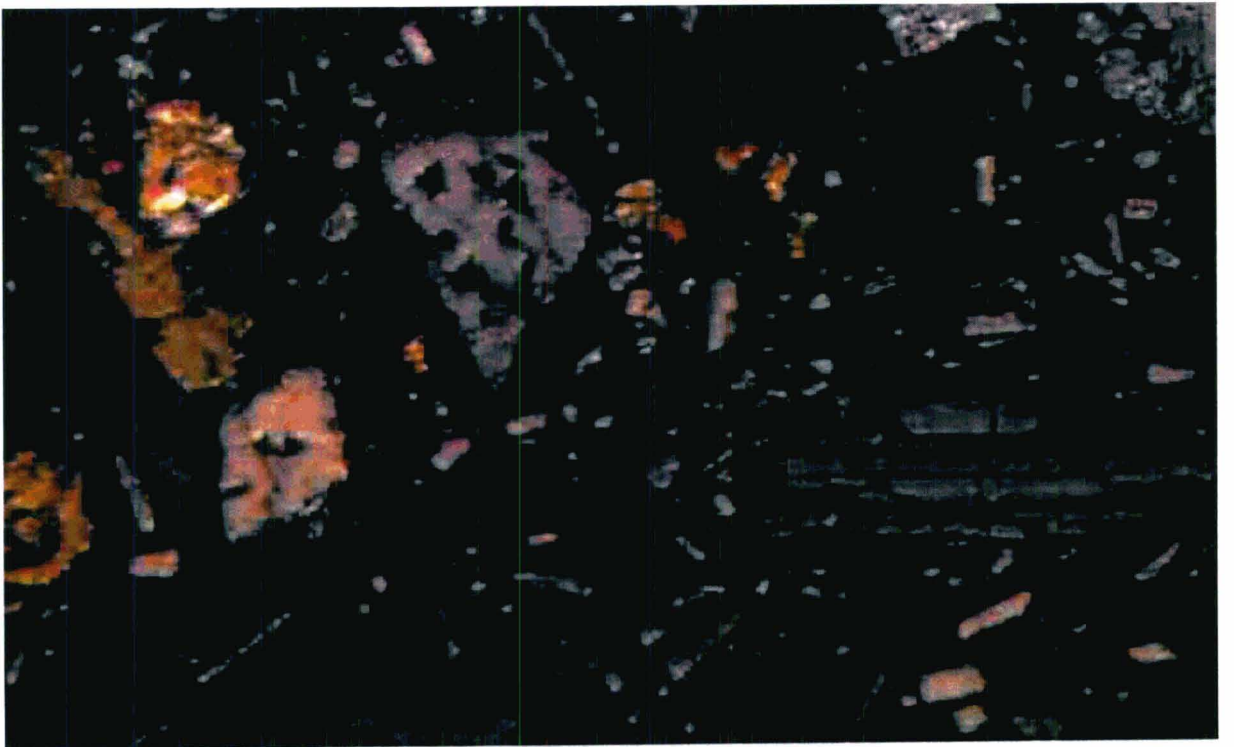
Microfotografía No.26

Basalto

MESOZOICO



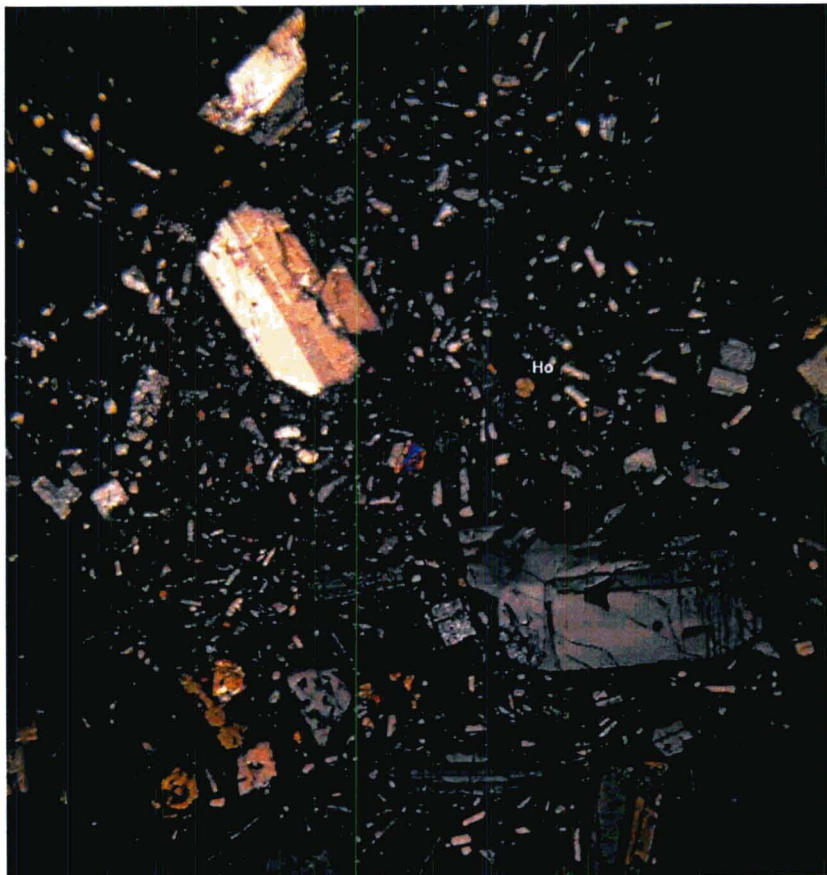
Microfotografia N° 1 NH2 (x 800)



Microfotografia N° 2 NH2 (x 150)

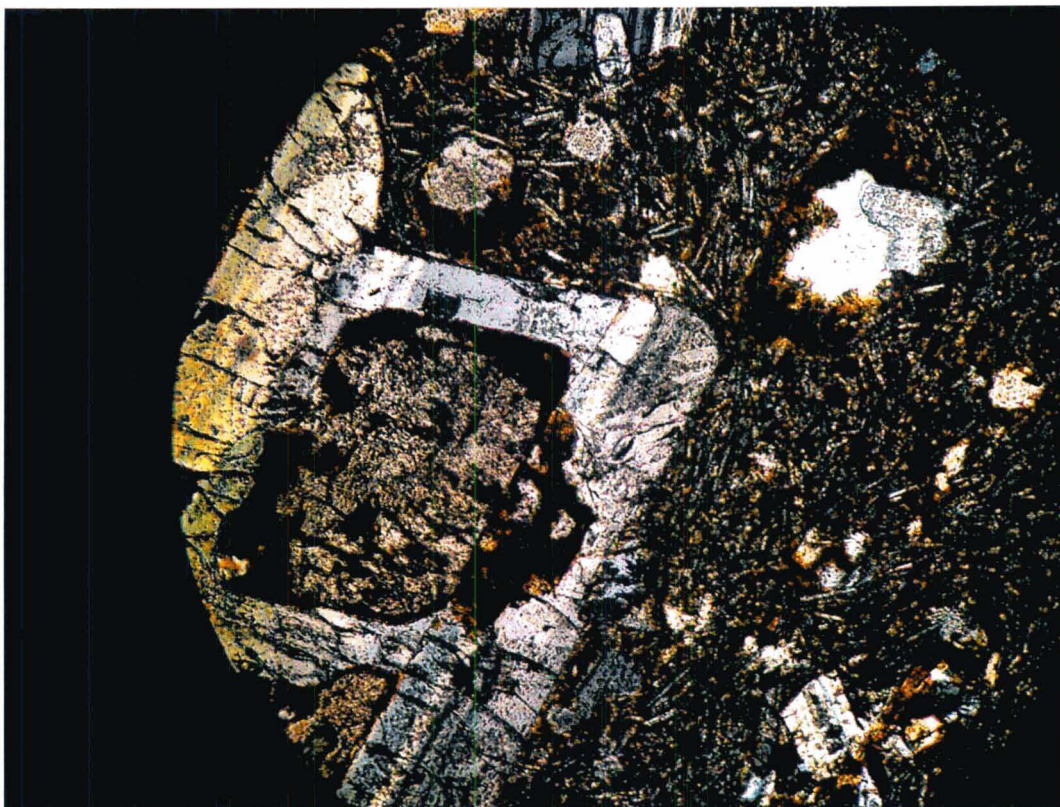


Microfotografía N° 3 NH2 (x 50)



Microfotografía N° 4 NH2° (x 50)

PALEÓGENO



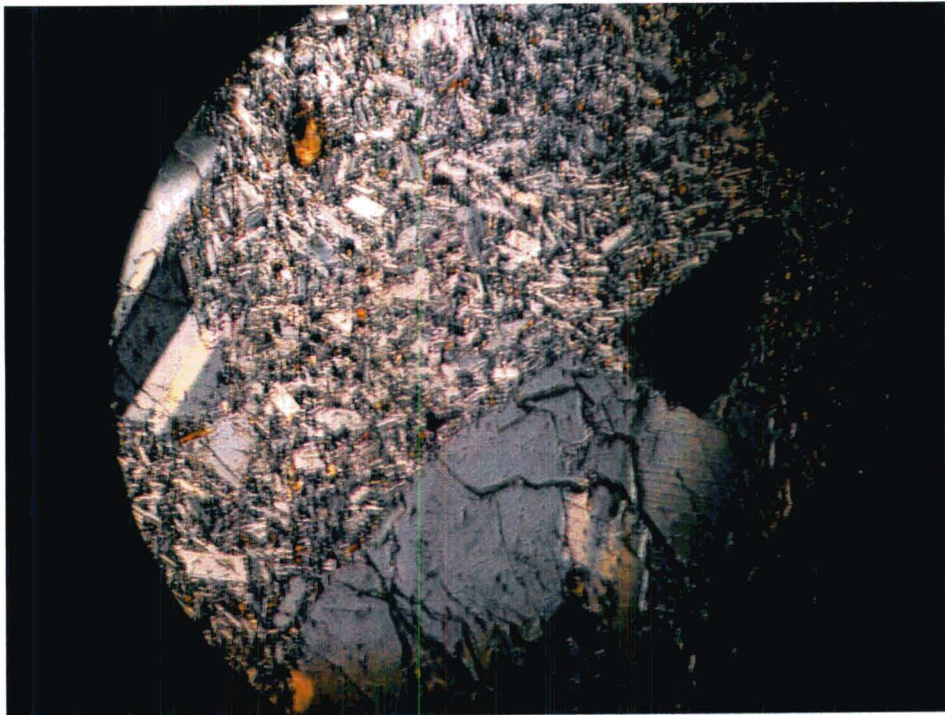
Microfotografía N° 5 5.3.6.NH3B' (x 400)



Microfotografía N° 6 NH3A (x 50)



Microfotografía N° 7 NH3A (x 100)



Microfotografía N° 8 NH3A (x 400)

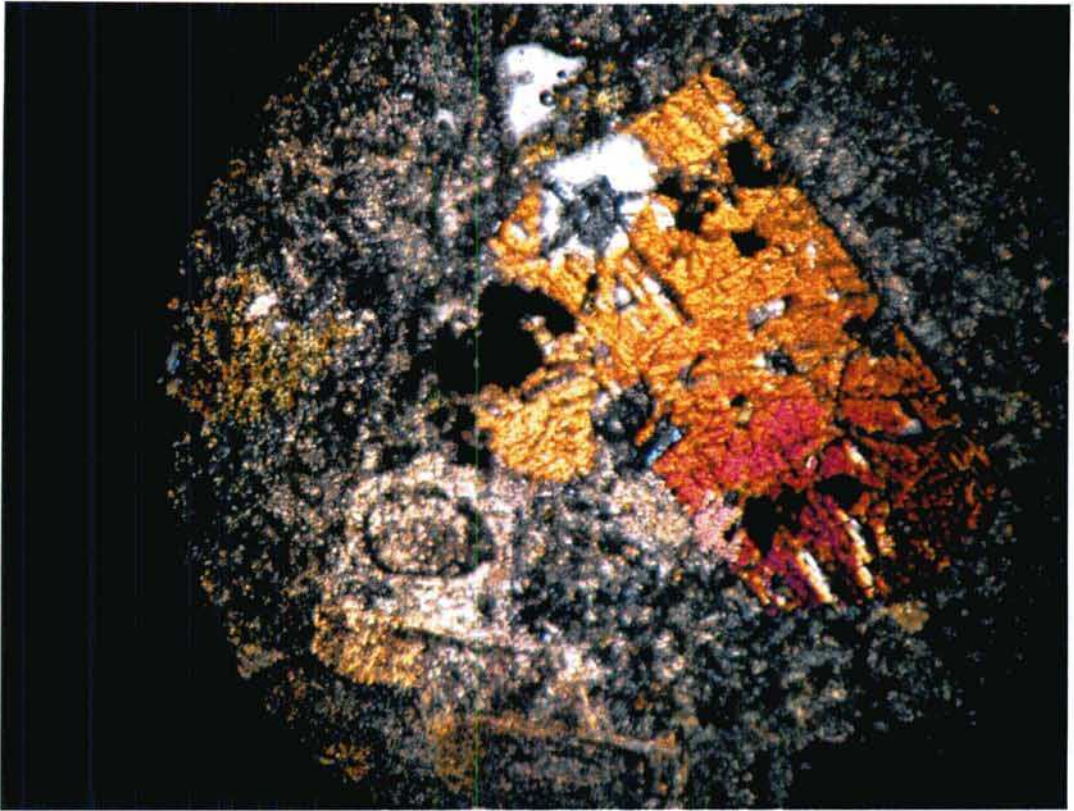
MIOCENO



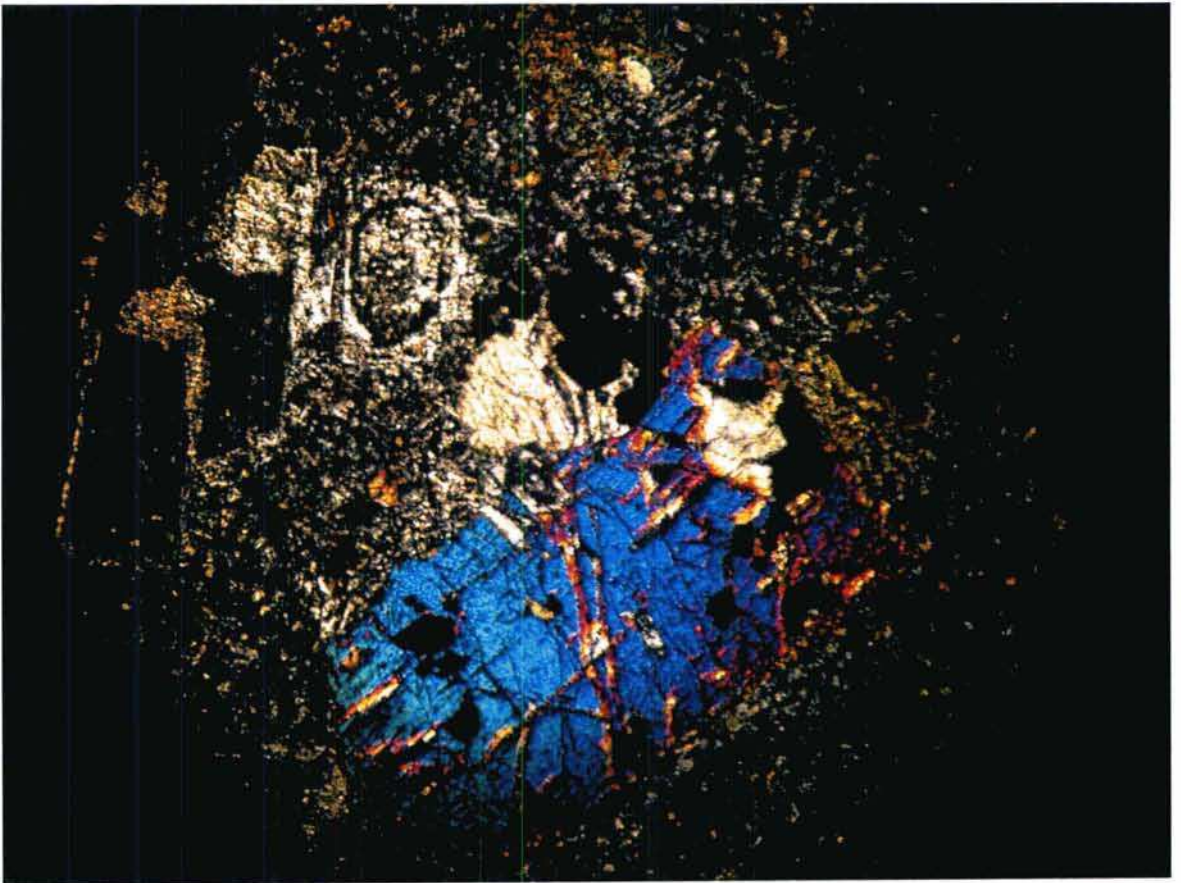
Microfotografía N° 9 Fig. M1 Bu3 (x 50 s/nicoles)



Microfotografía N° 10 Fig. M2 Bu3 (150)

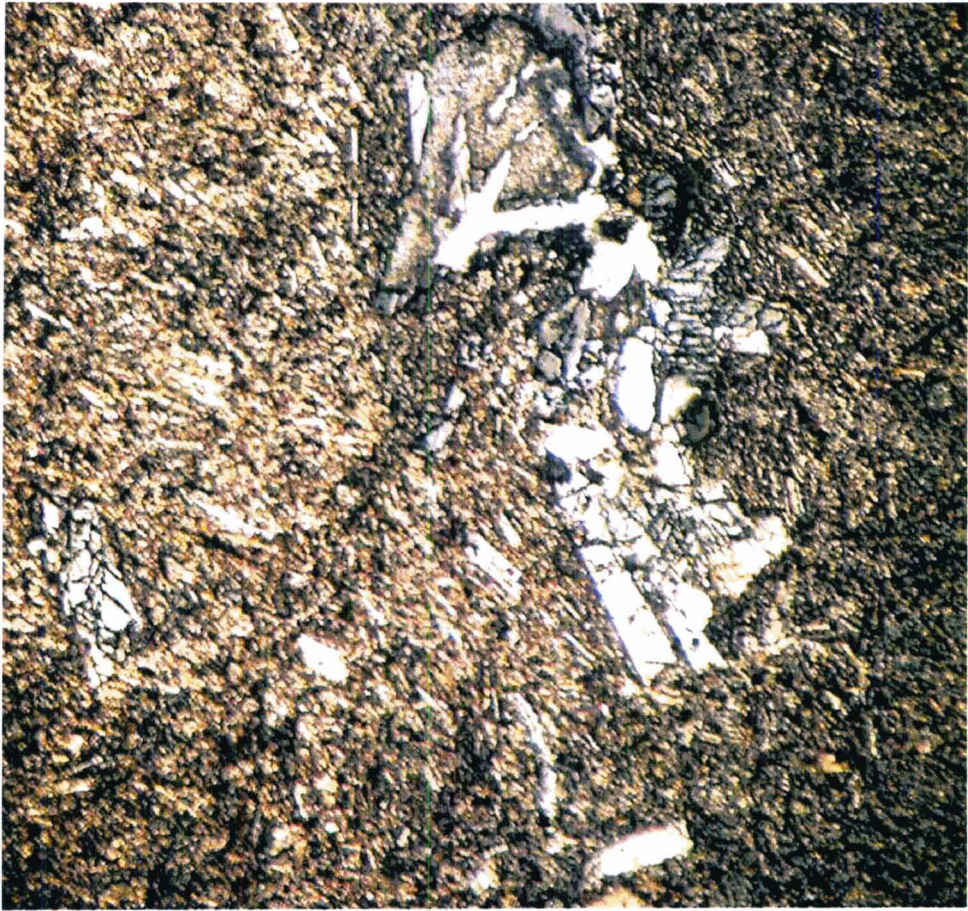


Microfotografía N° 11 Budique (x 400)



Microfotografía N° 12 Budyke (x 50)

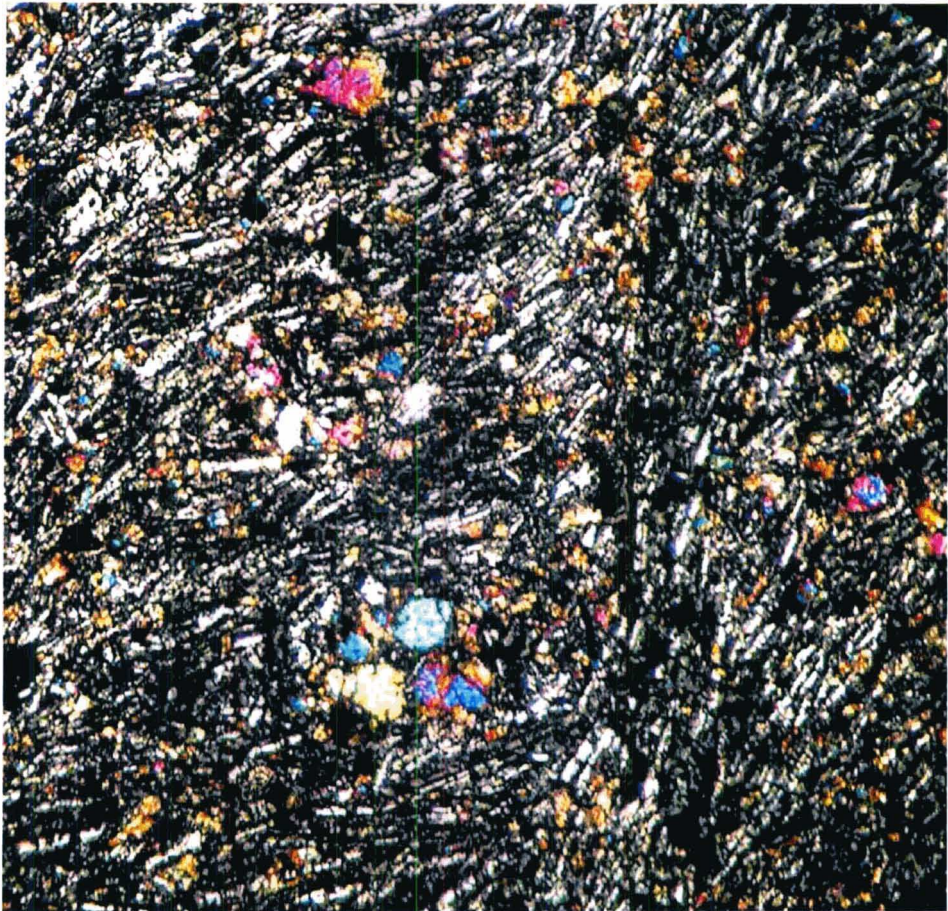
PLIOCENO



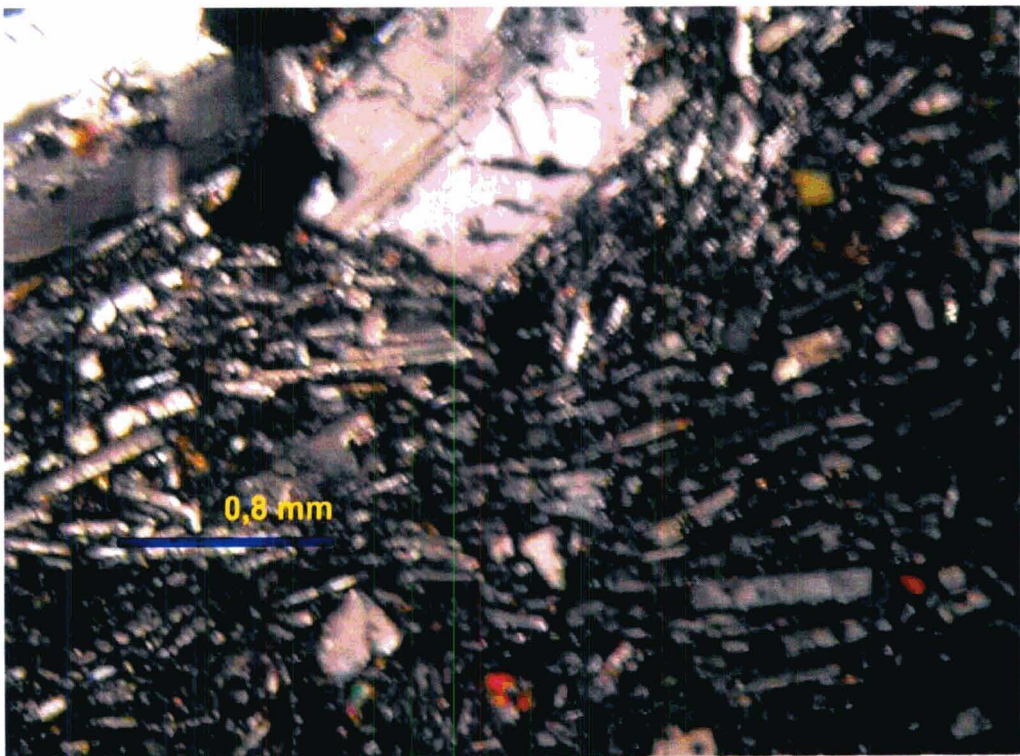
Microfotografia N° 13 Bi (x 150)



Microfotografia N° 14 Bi (x 1200)



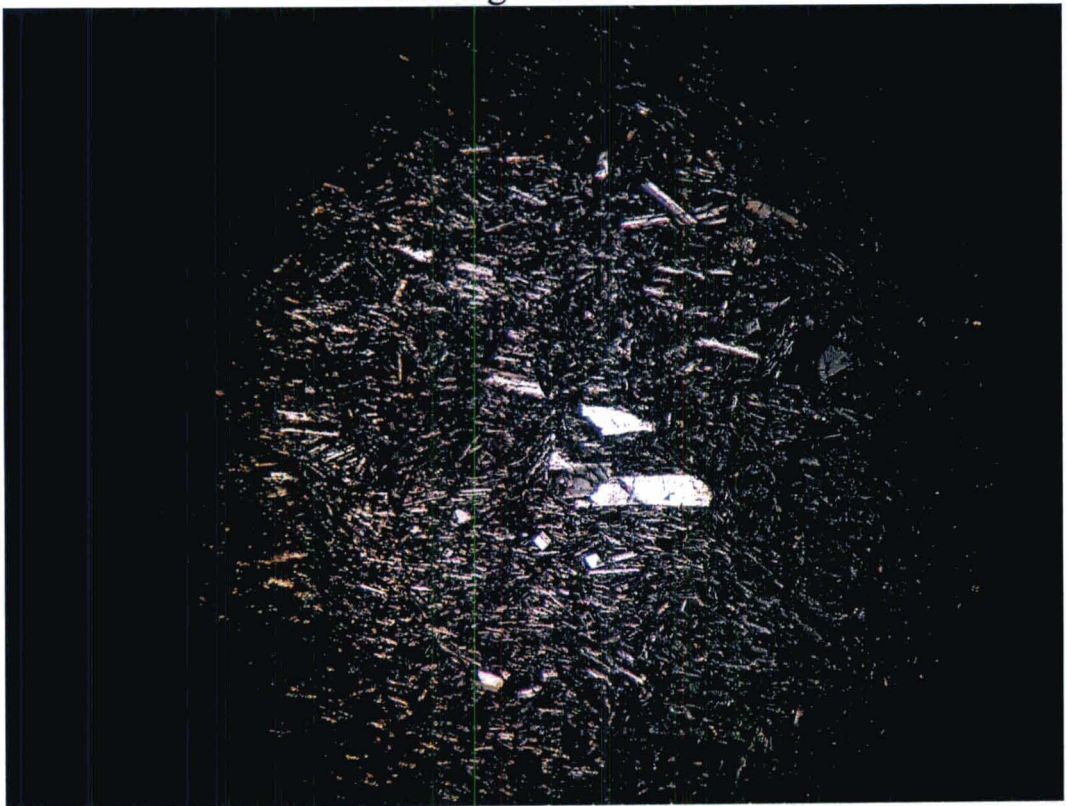
Microfotografia N° 15 BV4 2 (x 800)



Microfotografia N° 16 NHi2 (x 100)

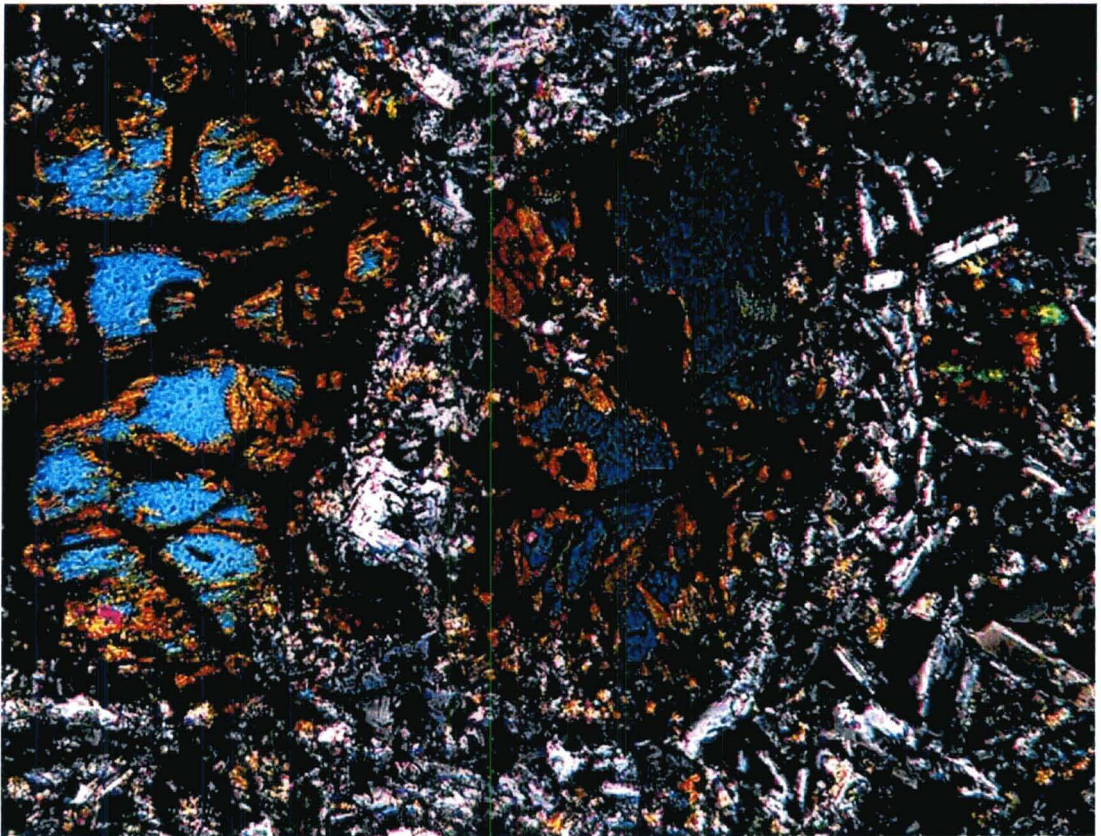


Microfotografia N° 17 BS

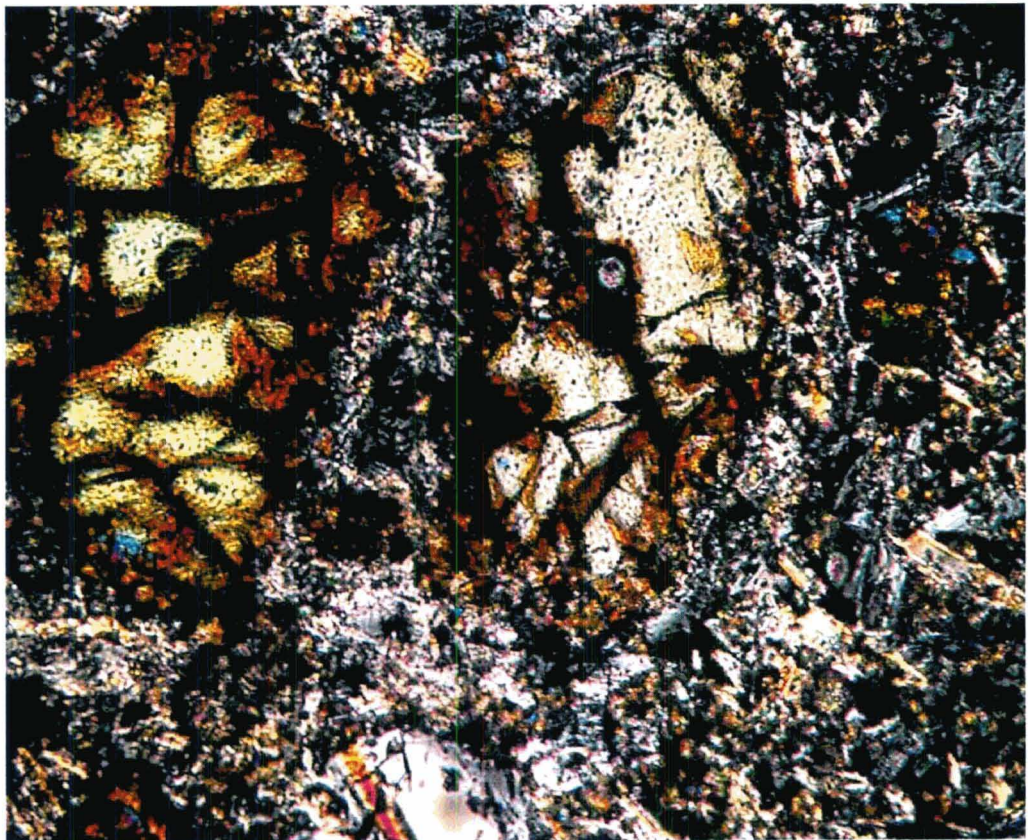


Microfotografia N° 18 M7' (x 50)

PLEISTOCENO



Microfotografía N° 19 (Nic Par) 5 2



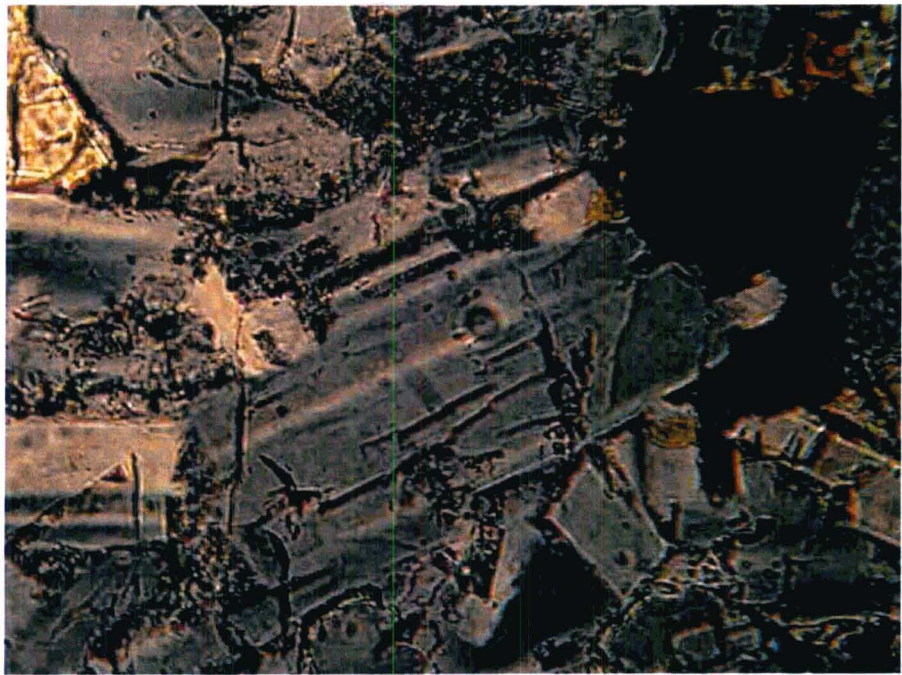
Microfotografía N° 20 (Nicoles cruzados) 5 2 Oliv (x 100)



Microfotografia N° 21 LCC (x 50)



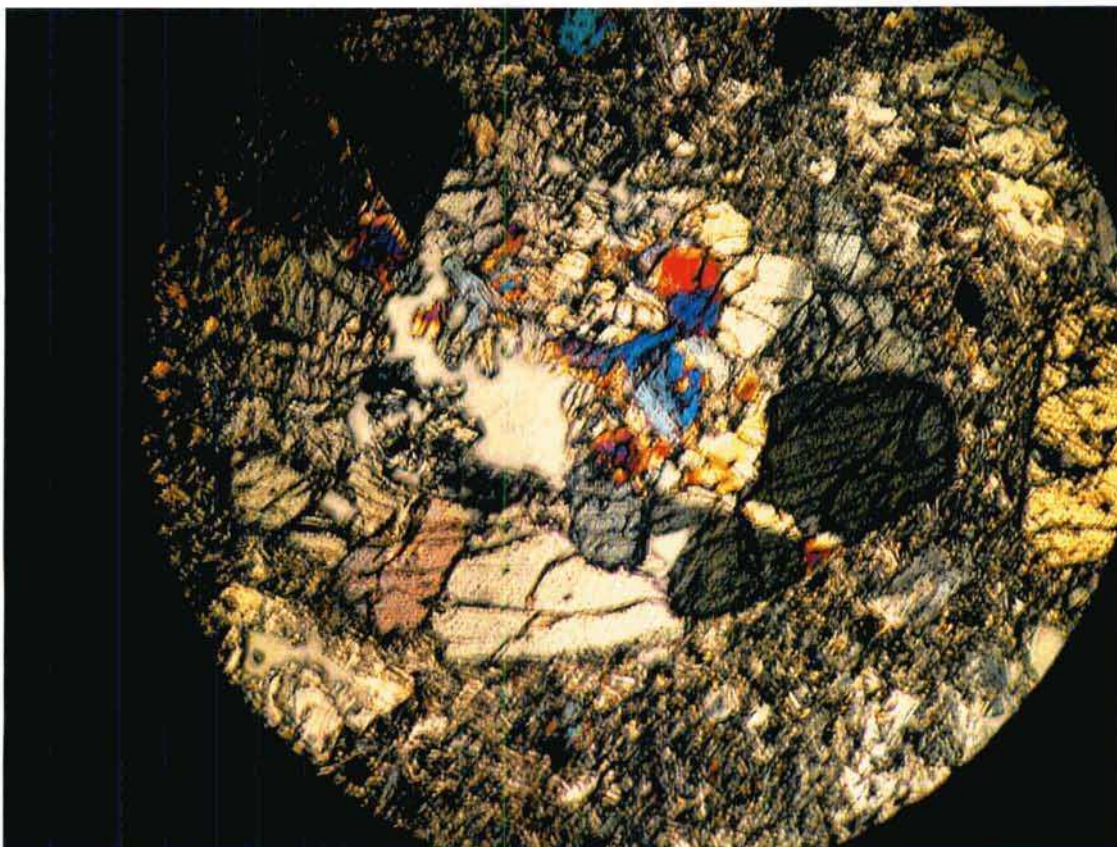
Microfotografia N° 22 LCC (X200)



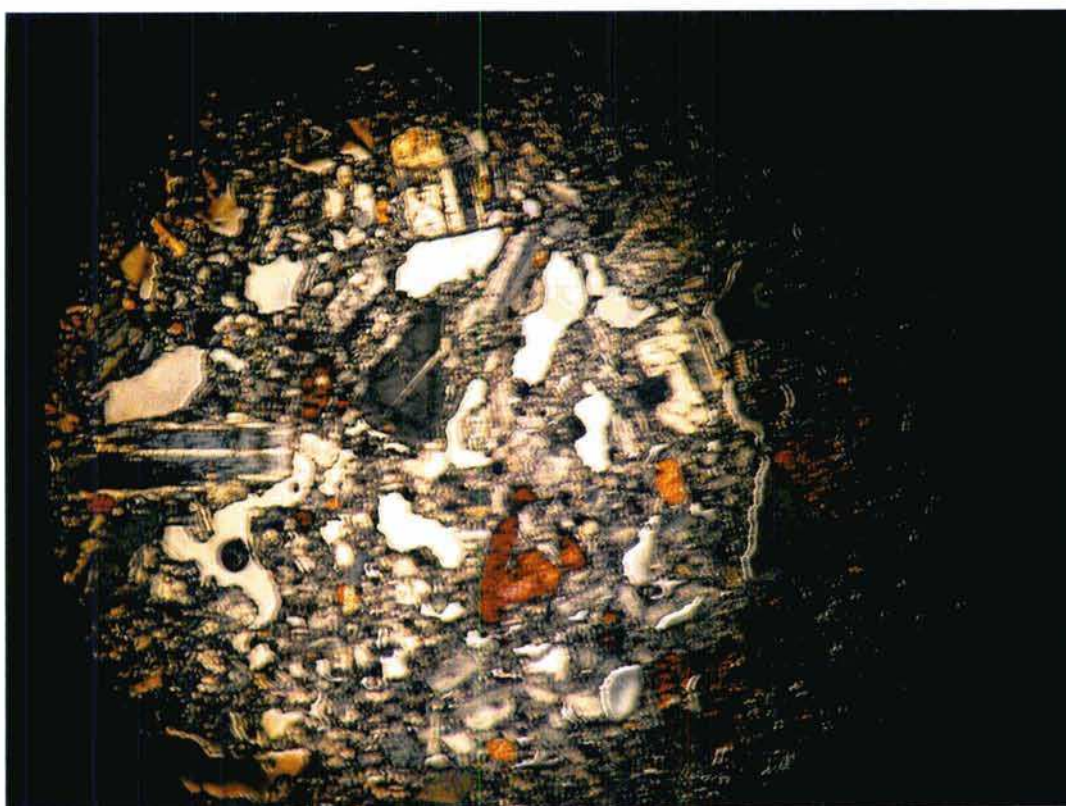
Microfotografia N° 23 LOCN x 100



Microfotografia N° 24 (x 100)



Microfotografia N°25 LCB (x 400)



Microfotografia N°26 LCA (x50)

ANEXO 2

GEOQUÍMICA

TABLAS

TABLA 6.1 MESOZOICO

	UNH2-ER	DNH2-ER	NH1	NH2	710-070
SiO2	56,7	55,1	56,38	56,16	50,7
Al2O3	18,56	19,2	20,88	18,66	17,2
CaO	8,02	8,26	7,85	8,32	10,4
Na2O	3,35	3,67	3,94	3,62	3,27
K2O	0,61	0,55	1,37	0,64	0,96
Fe2O3	9,17	8,87	6,03	8,52	9,38
MgO	3,04	3,24	2,13	3,23	7,2
MnO	0,21	0,18	0,11	0,18	0,18
TiO2	0,86	0,88	0,81	0,86	0,99
P2O5	0,17	0,18	0	0	0,18
Total	100,69	100,13	99,5	100,19	100,46
Sr	500	497	504,04	476,25	675
Ba	274	278	351,91	268	252
LOI	1,3	1,06			0,7
Sc	18	18	18,1	14,12	27
V	180	181	110,94	160,8	265
Cr	6	3	5,08	0,22	264
Co	17,2	16,6			36,2
Ni	7	8	0,21	3,26	67
Cu	23	23	37,89	25,57	58,7
Zn	85	80	59,54	74,99	82
Ga	20	20	19,19	19,61	20
Ge	8,3	6,8			8,3
As	-5	-5			0
Rb	45,8	44,1	30,96	46,43	6,8
Y	24,9	26,1	38,23	27,99	16,3
Zr	89	87,5	170,29	103,41	75,4
Nb	4,1	4	7,91	4,32	2,9
Mo	0,9	0,7			0,6
Ag	0,5	-0,5			0
In	-0,1	-0,1			0
Sn	1,2	1,3			1,2
Sb	0,18	0,18			0,14
Cs	1,5	1,4			0,3
La	12,7	13,2	19,83	6,61	10,1
Ce	27,1	28,1	43,36	33,83	17,9
Pr	3,82	3,87			2,92
Nd	17,6	16,7			13,2
Sm	4,44	4,3			3,84
Eu	1,363	1,349			1,323
Gd	4,45	4,38			3,95
Tb	0,73	0,73			0,67
Dy	4,17	4,24			3
Ho	0,94	0,95			1,01
Er	2,87	2,83			1,68
Tm	0,412	0,418			0,301
Yb	2,88	2,8			1,6
Lu	0,545	0,501			0,255
Hf	2,6	2,4			2,5
Ta	0,44	0,28			0,18
W	-0,2	-0,2			0
Tl	0,59	0,61			0,2
Pb	8	9			6
Bi	-0,05	-0,05			0
Th	3,03	3,07			2,34
U	0,76	0,71			0,6
Na2O+K2O	3,96	4,22	5,31	4,26	4,23
FeO/MgO	3,02	2,74	2,83	2,64	1,3
La/Sm	2,86	3,07	0	0	2,63
Sm/Yb	1,54	1,54	0	0	2,4
La/Yb	4,41	4,71	0	0	6,31
Ba/La	21,57	21,06	17,75	40,54	24,95
Ba/Ta	622,73	992,86	0	0	1400
La/Ta	28,86	47,14	0	0	56,11
Th/Yb	1,05	1,1	0	0	1,46
Ta/Yb	0,15	0,1	0	0	0,11

TABLA 6.2 PALEOGENO

	NH3A	NH3C	UNH4 A	NH3B2	NH90	UPalao 1	Palao 2	O30	O50
SiO2	52,34	50,86	51,9	56,98	66,13	56,2	54,7	55,95	49,7
Al2O3	21,28	21,47	21,5	20,86	17,16	17,7	18,8	19,2	21,7
CaO	10,42	10,77	10,32	7,85	5,01	7,33	8,31	8,5	10,22
Na2O	3,14	3,04	3,06	4,01	4,12	4,02	4,23	4,09	3,24
K2O	0,65	0,28	0,61	1,2	1,43	0,86	0,36	0,58	0,57
Fe2O3	7,61	8,27	8,28	5,81	3,41	8,94	8,21	6,79	8,78
MgO	3,28	3,43	3,39	1,37	1,1	2,88	3,16	3	3,84
MnO	0,18	0,19	0,19	0,35	0,13	0,2	0,11	0,33	0,2
TiO2	1,01	1,01	0,96	0,9	0,83	1,11	1,09	0,99	1
P2O5	0	0	0,23	0	0	0,42	0,75	0,37	0,22
Total	99,91	99,32	100,44	99,33	99,32	99,66	99,72	99,8	99,47
Sr	577,84	593,81	589	627,4	310,96	607	576	571	554
Ba	203,47	191,95	197	380,71	409,56	227	249	288	205
LOI			1,1			3,3	3,5	3,3	1,1
Sc	28,04	24,36	20	11,04	20,14	18	18	23	22
V	219,05	220,16	211	137,53	48,13	107	107	185	196
Cr	6,44	8,42	18	4,54	8,84	44	42	9	11
Co			17,8			15,9	15,2	16,7	17,2
Ni	9,84	7,56	12	1,28	0,81	10	8	11	12
Cu	77,76	57,06	71	41,36	6,39	20	19	75	66
Zn	53,7	52,93	58	47,54	59,35	66	69	56	60
Ga	17,3	17,25	18	19,61	15,43	16	15	17	18
Ge			7,3			4,8	4,7	6,2	6,9
As			-5			-5	-5	-5	-5
Rb	10,8	2,43	11,5	19,54	32,83	15,7	16,1	18,1	8,4
Y	22,44	25,05	20,1	26,27	40,78	27,6	28	23,9	22,3
Zr	70,2	10,17	53,7	129,97	266,21	99,3	99,1	78,8	46,6
Nb	3,38	3,02	2,9	5,67	12,14	4,1	3,9	8,5	2,6
Mo			0,8			0,7	0,6	0,8	0,7
Ag			0,5			-0,5	-0,5	0,5	0,5
In			-0,1			-0,1	-0,1	-0,1	-0,1
Sn			0,8			1,1	1	0,9	0,8
Sb			0,26			0,1	0,13	0,2	0,25
Cs			0,4			0,3	0,3	0,3	0,4
La	11,34	9,36	7,41	6,44	34,19	12,8	12,7	10,6	8,22
Ce	28,79	28,22	16,5	39,81	54,55	30,1	29,9	20,4	18,8
Pr			2,67			4,81	4,64	3,67	2,54
Nd			12,2			21,2	20,2	18,6	13,7
Sm			3,86			5,92	5,43	4,55	3,74
Eu			1,158			1,812	1,777	1,66	1,064
Gd			3,39			5,29	5,43	4,95	3,47
Tb			0,58			0,83	0,83	0,77	0,54
Dy			4,08			5,48	5,2	4,76	4,03
Ho			0,74			1,09	1,01	0,88	0,67
Er			2,35			2,99	2,98	2,78	2,33
Tm			0,304			0,511	0,485	0,401	0,291
Yb			2,1			3,27	3,1	2,89	2,32
Lu			0,319			0,503	0,465	0,41	0,385
Hf			1,4			2,9	2,7	1,8	1,4
Ta			0,28			0,24	0,2	0,27	0,26
W			-0,2			-0,2	-0,2	-0,2	-0,2
Tl			0,05			0,1	0,06	0,1	0,05
Pb			8			5	5	7	9
Bi			0,08			-0,05	-0,05	0,01	0,06
Th			1,86			1,51	1,43	1,71	1,93
U			0,54			0,52	0,5	0,66	0,5
Na2O+K2O	3,79	3,32	3,67	5,21	5,55	4,88	4,59	4,67	3,81
FeO/MgO	2,32	2,41	2,44	4,24	3,1	3,1	2,6	2,26	2,29
La/Sm	0	0	1,92	0	0	2,16	2,33	2,33	2,2
Sm/Yb	0	0	1,84	0	0	1,81	1,75	1,57	1,61
Ba/Ta	0	0	703,57	0	0	945,83	1245	1066,67	788,46
La/Ta	0	0	26,46	0	0	53,33	63,5	39,26	31,62
Th/Yb	0	0	0,89	0	0	0,46	0,46	0,59	0,83
Ta/Yb	0	0	0,13	0	0	0,07	0,06	0,09	0,11

TABLE 6.3 MIOCENO

	010-016	BM3	910	mc1	AA1*	AA1	UAA8	UAA5	AA7	Bu3	O20
Sr	49,1	57,61	55,74	56,22	67,6	66,7	68,1	67,89	55,89	49,88	62
Al2O3	17,7	18,75	18,58	18,2	15,4	15,77	14,5	14,22	17,98	17,63	15,75
CaO	10,8	7,57	6,88	6,4	3,67	3,67	2,31	2,47	8,46	9,86	5,64
Na2O	3,42	3,72	3,64	4,11	3,81	3,8	4,46	4,41	3,47	2,66	3,87
K2O	1,06	0,93	1,51	1,75	2,36	2,38	1,89	2,03	1,38	0,61	1,46
Fe2O3	11	7,87	8,29	8,45	5,05	4,94	6,59	6,65	6,58	9,99	7,28
MgO	5,56	2,11	3,67	3,1	1,72	1,73	1,07	1,14	4,47	7,35	3,26
MnO	0,21	0,2	0,18	0,13	0,11	0,09	0,17	0,21	0,18	0,16	0,19
TiO2	1,24	0,9	0,89	0,98	0,58	0,56	0,98	0,85	0,99	1,25	1,04
F2O5	0,32	0,37	0,25	0,26	0,1	0	0,32	0	0	0	0,17
Total	100,41	100,03	99,63	99,6	100,4	99,64	100,32	99,87	99,4	99,39	100,66
Sr	931	612	639	572	295	29,6	311	276	303,19	430,62	278,33
Ba	253	213	310	399	492	41,65	652	520	178,56	215,71	198,12
La	1,2	4,1		0,9	1,3		0,6				0,7
Sc	33	16	17	19	13	--	18	14	34,73	23,27	32,19
V	399	80	121	194	85	--	22	20	226,08	218,47	200,31
Cr	323	106	127	49	61	--	25	34	33,41	229,51	97,65
Co	40,2	10,2	14,6	19,7	10,8		3,3				9,7
Ni	119	6	25	18	2	15,09	2		7,63	122,97	68,56
Cu	69,3	27	43	25	5	14,32	14	17	99,81	59,63	60,4
Zn	84	73	64	69	40	4,31	122	112	50,96	68,26	58,32
Ga	18	17	18	19	17	--	19	18	16,23	17,31	18,02
Ge	9,8	6,5	6,2	7,2	6,8		7,7				6,9
As	0	10	5	0	-5		6				-5
Rb	10,2	16,3	42	52,8	76	12,66	41,4	35,9	31,38	12,18	23,89
Y	15,4	26,3	22,7	27,3	29,4	5,56	66,3	58,7	28,03	25,3	27,43
Zr	70,3	95,2	86,7	78,5	186	8,11	339	297	87,92	109,06	107,31
Nb	2,6	4,3	3,8	3,7	5,5	--	15,4	14,3	3,5	5,71	4,65
Mo	0,7	1,5	1,2	1	0,6		0,9				0,7
Ag	0	0,7	0,5	0	0,8		-0,5				0,9
In	0	-0,1	0,1	0	-0,1		0,1				0,1
Sn	1	1	1,6	1,1	4,6		3,8				5,2
Sb	0,12	0,19	0,17	0,18	0,17		0,42				0,28
Cs	0,5	0,5	0,9	0,6	4,1		3,6				3,9
La	9,1	12,4	12,9	12,3	24,3	3,61	41	28,3	8,42	21,87	33,4
Ce	27,4	28,3	27,9	28,7	48,5	75,87	90,7	79,9	26,27	31,58	78,6
Pr	2,87	4,51	3,94	3,89	6,14		11,4	9,4			4,25
Nd	12,2	19,8	18,6	18,2	23,6		43,9	38,5			20,3
Sm	3,57	4,99	4,68	4,55	6,06		11,1	7,03			5,94
Eu	1,19	1,706	1,457	1,673	1,4		3,1	2,12			1,87
Gd	3,76	5,94	5,26	4,89	5,33		12,2	7,28			6,46
Tb	0,59	0,91	0,79	0,87	0,92		1,88	1,59			1,21
Dy	2,89	4,96	3,67	5,2	5,48		11,2	8,79			6,66
Ho	0,76	1,01	0,99	0,95	1,12		2,53	1,97			1,01
Er	1,52	3,02	3,22	2,9	3,59		7,24				4,05
Tm	0,249	0,415	0,398	0,337	0,547		1,116				0,454
Yb	1,49	2,97	2,85	2,24	3,44		7,81				3,03
Lu	0,214	0,451	0,344	0,4	0,584		1,138				0,509
Hf	1,8	2,6	2,7	2,9	5,4		8,8				3,77
Ta	0,15	0,31	0,48	0,27	0,78		1,39				0,67
W	0	-0,2	0,5	0,2	0,5		0,5				0,4
Tl	0,17	0,12	0,28	0,32	0,63		0,55				0,49
Pb	5	8	7	8	9		20				8
Bi	0	-0,05	0,1	0	0,06		0,18				0,1
Th	2,5	1,89	2,47	2,78	8,23		9,09				5,36
U	0,22	0,51	0,99	1,45	1,56		2,29				1,49
Na2O+K2O	4,48	4,65	5,14	5,86	6,17	6,18	6,35	6,44	4,85	3,27	5,33
Li	2,55	2,48	2,76	2,7	4,01		3,69	4,03			5,62
Sm/Yb	2,39	1,68	1,64	2,03	1,76		1,42				1,96
Ba/La	1686,67	687,1	645,83	1477,78	630,77		469,06				295,7
La/Ta	60,67	40	26,88	45,56	31,15		29,5				49,85

BLA 6.4 PLIOCENO

	BS	M5	Bi	M7	EBi	NHi2	ER-920
SiO2	59,5	60,1	60,92	60,55	61,3	56,44	56,2
Al2O3	17,7	17,1	17,47	17,81	16,9	17,98	18,6
CaO	5,12	5,61	4,91	5,67	4,73	6,71	6,69
MgO	5,22	4,22	5,16	5,17	5,01	4,84	4,26
K2O	1,43	2,5	1,53	0,4	1,26	1,16	2,17
Fe2O3	7,44	6,46	6,72	6,79	7,52	8,34	7,77
MnO	2,31	3,07	1,84	2,24	1,83	3,03	2,85
MnO	0,17	0,12	0,18	0,15	0,14	0,16	0,09
TiO2	1,01	1,01	0,88	0,99	0,65	0,99	1,16
P2O5	0,48	0,29	0,39	0,23	0,45	0,27	0,39
Total	100,38	100,48	100	100	99,79	99,92	100,18
Sp	636	596	601,41	586,92	611	663,17	596
Fe	432	613	343,33	376,09	371	342,67	469
LOI	0,9	0,1			2		1,5
Se	11	13	6,09	11,04	6	14,01	17
V	79	119	40,64	85,43	38	103,2	172
Cr	13	209	10,19	7,53	18	4,7	55
Ce	11,3	18,9			6,6		28
Ni	7	25	1,76	2,32	7	2,9	16
Cu	17	28	9,51	17,67	9	19,77	32
Zn	79	65	83,64	74,16	79	74,33	71
Co	20	20	18,04	20,36	20	19,77	17
Ge	7,2	5,9			7		8,4
As	-5	-5			-5		0
Rb	21,8	88,6	25,05	23,18	23,7	18,67	43,5
Y	25	22	22,63	27,31	21,4	31,54	25,1
Zr	169	265	193,45	191,95	166	150,45	84,3
Nb	7,7	22,1	7,3	7,39	7,7	5,81	4,1
Mo	1	3,9			1,3		0,9
Ag	0,6	0,7			-0,5		0
I	-0,1	-0,1			-0,1		0
Sn	1,6	1,9			1,5		1,3
Sr	0,12	0,23			0,23		0,15
C	0,4	5,3			0,6		0,6
La	24,2	29,5	24,02	18,05	22,4	13,68	11,2
Co	49,6	58,2	48,83	52,55	47,5	33,55	31,4
P	7,2	7,05			6,88		3,76
Nd	28,8	25,7			27,8		17,1
Sm	6,57	5,78			6,26		4,26
Eu	1,919	1,543			1,854		1,768
Gd	6,48	5,22			5,29		5,05
T	0,85	0,74			0,77		0,91
D	4,68	4,43			4,26		4,89
Ho	0,93	0,83			0,8		0,93
E	2,65	1,97			2,25		2,79
T	0,376	0,344			0,341		0,347
Yb	2,37	2,24			2,06		2,76
L	0,368	0,374			0,319		0,491
Hf	4,5	7,2	3,9	4,1	4,4	4	3,8
Ta	0,65	2,09	0,89	0,57	0,54	0,41	0,32
V	0,2	0,6			-0,2		0,2
Th	0,13	0,41			0,08		0,51
Pb	19	15			13		8
B	0,05	0,1			-0,05		0
T	3,22	15,2	3,62	3,15	3,31	3,28	3,2
U	0,86	4,58			1,6		1,5
NiO+K2O	6,65	6,72	6,69	5,57	6,27	6	6,43
FeO/MgO	3,22	2,1	3,65	3,03	4,11	2,75	2,73
La/Sm	3,58	5,1	0	0	3,58	0	2,53
Sm/Yb	2,77	2,58	0	0	3,04	0	1,54
B/Ta	664,62	293,3	385,76	659,81	687,04	835,78	1143,9
La/Ta	37,23	14,11	26,99	31,67	41,48	33,37	35

BLA 6.5 PLEISTOCENO

	5.2	LCB	LCN	LCD	LCC	LCA	AS1	AS2	CoPaila
SiO2	50,53	51,6	52,6	51,1	52,38	49,6	54,8	53,2	50,5
Al2O3	18,19	17,8	17,7	19,22	18,75	19,03	17,97	18,54	18,34
CaO	9,29	9,25	9,72	10,13	10,59	9,84	8,87	9,02	8,67
MgO	3,39	2,98	3,07	2,93	2,95	3,07	2,78	2,88	4,2
K2O	0,65	0,78	0,88	0,62	0,74	0,61	0,74	0,92	0,78
Fe2O3	9,4	9,62	8,93	9,59	8,35	9,27	8,27	9,01	8,87
MnO	7,04	7,06	5,51	5,14	5,64	7,82	6,33	5,43	6,25
MnO	0,14	0,17	0,15	0,17	0,14	0,15	0,14	0,16	0,17
TiO2	1,18	1,01	0,95	1,09	1	1,01	0,95	0,99	1,04
FeO	0	0,17	0,17	0,37	0	0,1	0	0,26	0,28
Total	99,81	100,44	99,68	100,36	100,54	100,5	100,85	100,41	99,1
Si	661,84	519	619	726	612,47	672,32			
Al	215,24	288	243	270	258,23	242,12			
LOI		1,5	0,1	1,6		1,5			
Sc	27,76	34	31	33	29,37	30,65			
V	234,6	281	293	304	248,42	287,26			
Cr	250,49	319	125,32	72	83,59	329			
Cu		34,7	30,7	29,4		33,9			
Ni	103,94	63	98,43	23	22,71	117,54			
Cd	57,5	38	71,7	74	64,84	69			
Zn	76,01	71	60,32	82	66,67	80,07			
Co	20,76	21	20	20	19,98	20			
Ga	0	9,2	8,5	8,6	0	9			
As	0	-5	-5	-5	0	-5			
Rb	9,75	12,9	11,41	8,6	12,43	10,2			
Y	19,24	27,5	23	21,5	24	25,7			
Zr	83,65	123	80,11	72	82,25	92			
Nb	2,57	2,8	2,61	2,7	3,3	2,7			
Mo	0	0,9	1	0,8	0	0,8			
Ag	0	0,8	0,7	-0,5	0	0,7			
In	0	-0,1	-0,1	-0,1	0	-0,1			
Sr	0	1,1	1,2	1	0	1			
Sn	0	0,19	0,21	0,2	0	0,18			
Ce	0	0,5	0,5	0,5	0	0,5			
La	21,06	11,8	18,9	11,1	13,19	15,3			
Ce	18,6	19,9	25,66	24,9	27,32	22,7			
Pr	0	3,92	4,03	3,76	0	3,82			
Nd	0	18,8	17,1	17,5	0	17,9			
Sm	0	5,28	3,89	4,34	0	4,82			
Eu	0	1,554	1,502	1,414	0	1,401			
Gd	0	5,3	4,38	4,25	0	5,05			
Tb	0	0,75	0,67	0,7	0	0,71			
Dy	0	4,77	3,87	4,05	0	4,65			
Hf	0	1,04	1,25	0,94	0	0,99			
Er	0	2,99	2,87	2,69	0	2,75			
Tm	0	0,407	0,417	0,389	0	0,394			
Yb	0	2,73	3,02	2,47	0	2,54			
Lu	0	0,46	0,382	0,445	0	0,45			
Hf	0	2,6	2	2,1	0	2,4			
Ta	0	0,3	0,3	0,3	0	0,4			
W	0	-0,2	1,8	1,4	0	1,5			
Ta	0	0,12	0,18	0,07	0	0,1			
Pb	0	6	7	10	0	9			
Bi	0	0,08	-0,05	-0,05	0	0,07			
Tl	0	1,47	1,73	2,02	0	1,89			
U	0	0,51	0,69	0,78	0	0,7			
Na2O+K2O	4,04	3,76	3,95	3,55	3,69	3,68	3,52	3,8	4,98
FeO/MgO	1,33	1,36	1,62	1,87	1,48	1,19	1,31	1,66	1,42
La/Sm	0	2,23	4,86	2,56	0	3,17	0	0	0
Sm/Yb	0	1,93	1,29	1,76	0	1,9	0	0	0
Ba/Th	0	960	810	900	0	605,3	0	0	0
La/Th	0	39,33	63	37	0	38,25	0	0	0

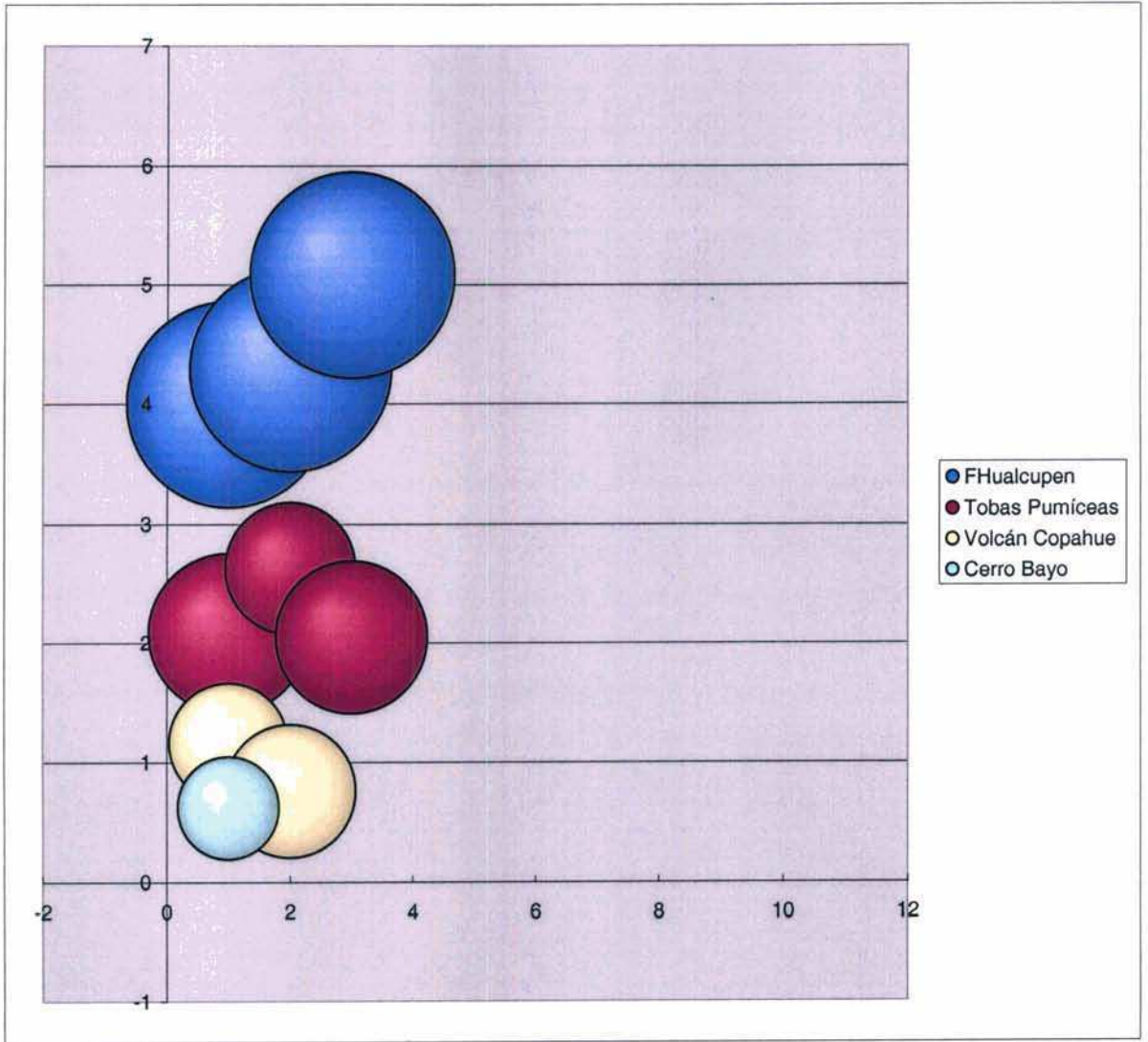
Tabla 5 A Edades K-Ar

	Roca	K(%)	Peso	36Ar	40Ar r	Edad	Error+-	
LCA	Bas.Ol.	0.54	0.17	469.54	1.49	1.4	0.1	Pleistoceno inf.
LCB	Bas.Ol.	0.67	0.13	11.72	0.30	1.2	0.1	Pleist.medio
LCC	Bas.Ol.	0.61	0.20	722.67	0.33	1.4	0.2	Pleis.inf.
LCD	Bas.Ol.	0.74	0.19	148.50	0.39	1.3	0.1	Pleis. Inf.
LoCN	Bas.Ol.	0.77	0.14	65.89	0.36	1.3	0.1	Pleis. Inf.
M7	Andes.	1.04	0.17	30.45	1.19	2.9	0.2	Plio. Medio
BS	Andes.	1.16	0.14	40.11	1.25	2.8	0.1	Plio. Medio
Bi	Andes.	1.10	0.15	94.92	1.19	2.8	0.1	Plio. Medio
M5	Andes.	1.12	0.13	68.40	1.25	2.8	0.1	Plio. Medio
NHi2	Andes.	0.96	0.17	23.14	1.08	2.9	0.2	Plio. Medio
M1	Basalt	0.72	0.14	33.12	0.81	2.9	0.2	Plio. Medio
M3	Basalt.	0.49	0.17	12.04	0.61	3.2	0.2	Plio. Medio
M4	Bas.Ol.	0.61	0.16	17.69	0.68	2.9	0.2	Plio. Medio
4.2	Bas.Ol.	0.67	0.18	19.18	0.68	2.6	0.1	Plio. Medio
5.2	Basalt.	0.58	0.45	15.03	0.20	0.9	0.1	Pleis. Medio
AA1*	Biot.	1.71	0.05	202.0	7.12	10.8	0.1	Mio. Super.
AA5	Granod.	2.24	0.05	152.8	10.95	12.3	0.2	Mio. Medio
AA1	Granod.	1.97	0.08	188.3	9.33	12.1	0.6	Mio. Medio
AA8	Basalt.	1.59	0.13	88.3	7.21	18.5	0.2	Mio Inferior
#910	Andesita	1,43	s/d	s/d	0,294	12	1	Mioceno Medio
#O10/016	Basalto	0,67	s/d	s/d	0,192	16	1	Mioceno Medio
#O20	Traquita	1,23	s/d	s/d	0,355	17	1	Mioceno Inf.
BM3	Andes.	0.78	0.19	172.5	3.83	12.6	0.2	Mio. Medio
NH3C	Andes.	0.45	0.17	30.4	4.19	46.1	2.3	Eoceno
Nh3A	Andes.	0.54	0.19	78.5	11.6	54.2	2.7	Eoceno Inf.
Nh90	Dacita	0.23	0.15	80.2	28.4	42.0	2.1	Eoceno
NH3B1	Traquidacita	0,87	0,15	78,9	17,3	43	2,5	Eoceno
NH2	Andesita	0.33	0.16	197.0	22.6	167.7	8.2	Jur. M. Bathon

Datos del Geological Survey of Canada

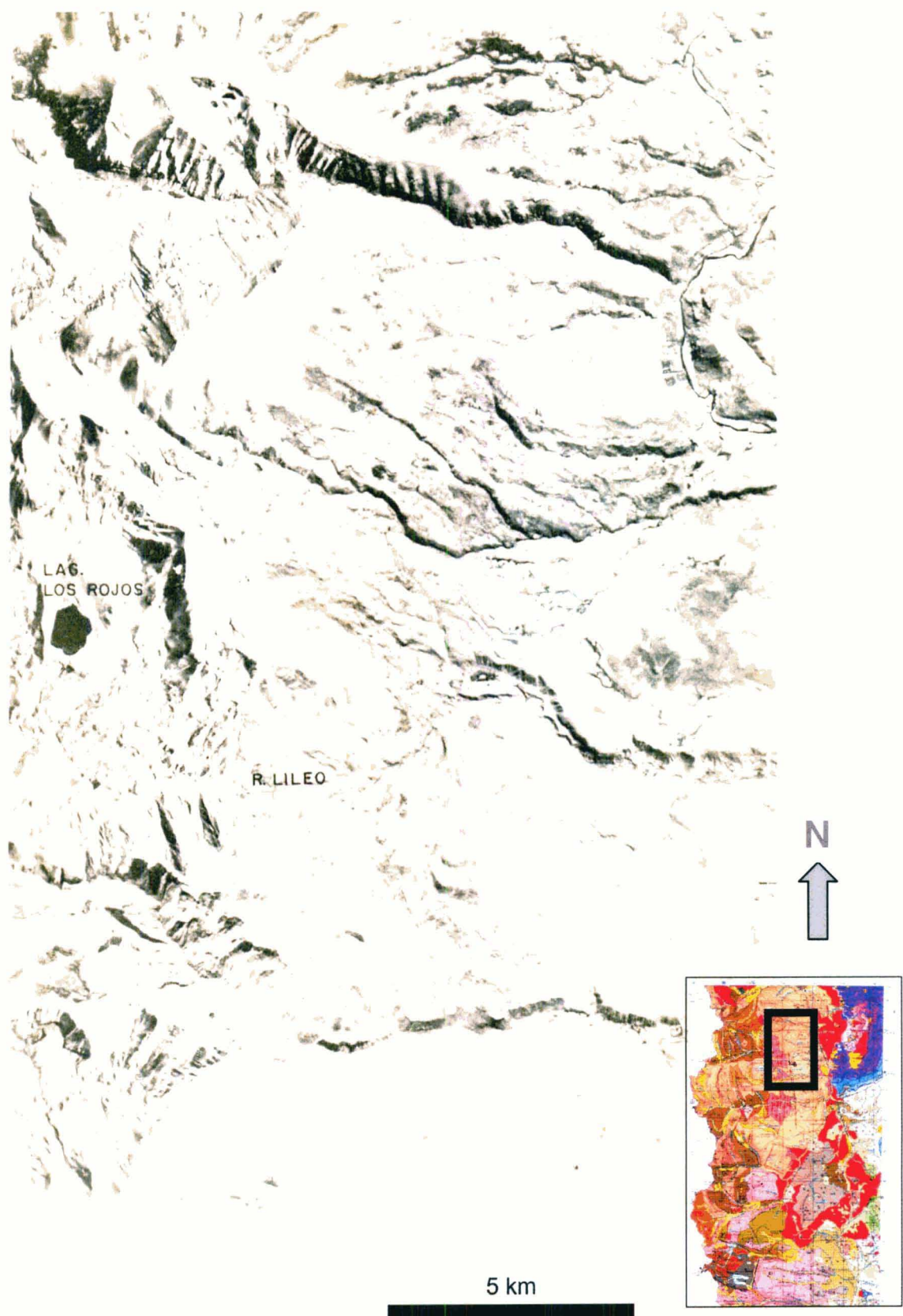
Gráfico 6.II

y= Edad (Ma) vs. x= relación volumétrica (Km³) de lavas de la región de Copahue



ANEXO 3

FOTOGRAFIAS



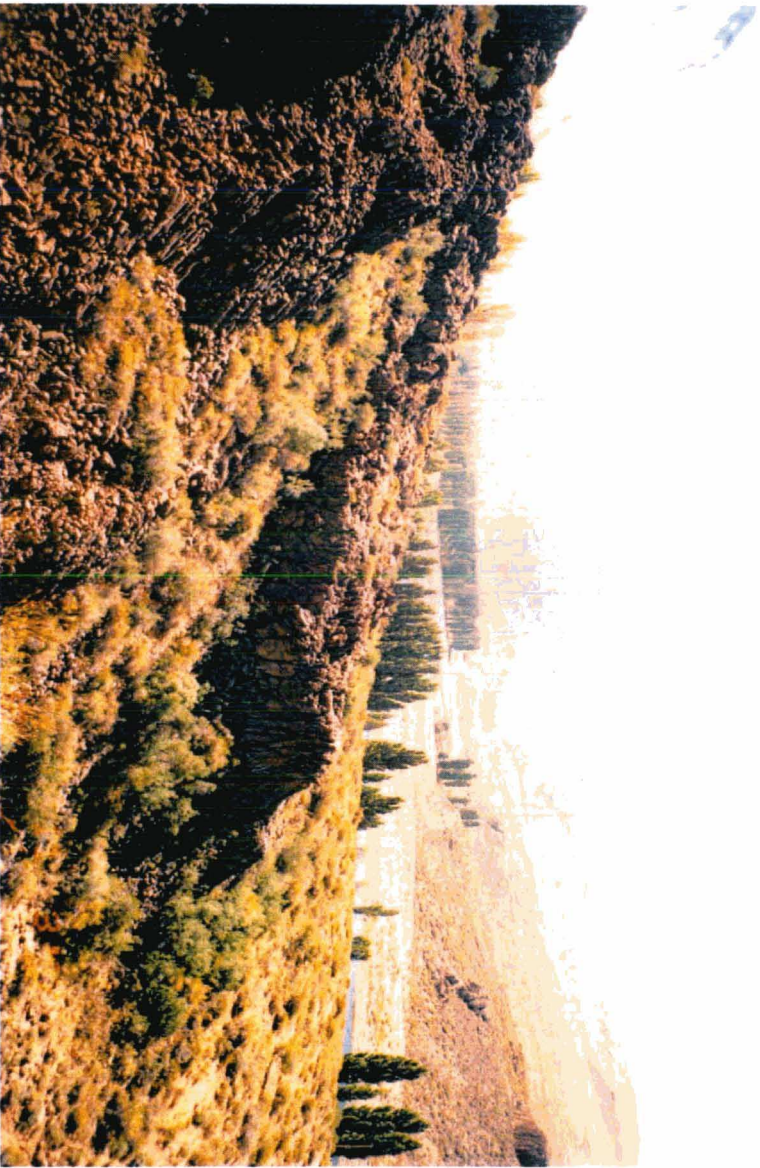
Fotografía N° I. Mosaico fotográfico del área clave. De norte a sur; Cerro Centinela-Huaraco, Cerro Pan de Azúcar, Villa Los Miches sobre el río Lileo y el Volcán Guañaco.



Fotografía N° II. Disyunción columnar en los basaltos de la Formación Reñileuvu.



Fotografía N° III. Lajamiento del basalto superior de la Formación Cerro Centinela.



Fotografía N° IV. Disyunción columnar en andesitas basálticas de la Formación Cerro Centinela. Al fondo abajo el valle del río Nahueve y Bella Vista, y en último plano arriba, volcanes Pleistocenos de la región del cerro Pailla.



Fotografía N° V. Vista desde el cerro Colo. Confluencia de los ríos Neuquén (derecha), Lileo (centro) y Nahueve (izquierda al fondo). En primer plano las andesitas del Grupo Molle. Segundo plano: volcán Guañafo. Al fondo: el Complejo Volcánico Los Miches.



Fotografía N° VI. Lóbulo distal de un flujo lahárico de la Formación Guañaco. Proveniencia: volcán Agua de los Sapos. Este depósito se apoya en discordancia sobre las Formaciones Lileo y Cerro Centinela. Acceso a Los Miches en la cuesta al río Lileo.



Fotografía N° VII. Formación Trapa-Trapa. Tobas rosadas superpuestas por una sucesión de flujos piroclásticos y lavas andesíticas. Valle de Huayquillán, paso Coliqueo Norte



Fotografía N° VIII. Paleocauce relleno con depósitos tobáceos cubiertos por 300 metros de columnas basálticas de la Formación Cerro Centinela, sobre el arroyo Huaraco.

Fotografía N° IX. Secuencias fluviales de alta energía. Formaciones Trapa -Trapa y Mitrauquén. Sur del cerro Moncol, valle del río Reñileuvu.



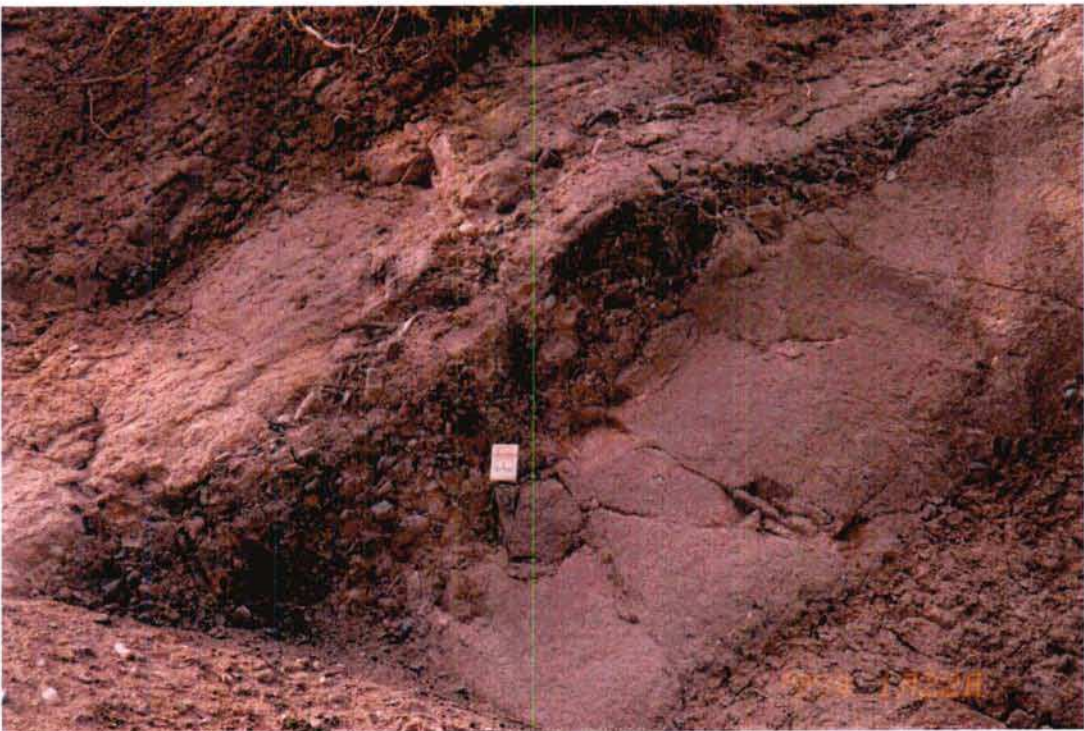
Fotografía N° X. Formación Reñileuvu, valle del río homónimo.



Fotografía N° XI. Diques andesíticos de la Formación Trapa-Trapa, valle de Buta Mallín, arroyo La Tregua.



Fotografía N° XII. La Formación Reñileuvu se apoya discordantemente sobre los estratos plegados de las Formaciones Lileo y Arroyo Palao.



Fotografía N° XIII. Niveles tobáceos y paleosuelos indican actividad neotectónica. Valle del río Lileo.



Fotografía N° XIV. Secuencias continentales plegadas. Cordón de los Barros, Pillúm Challa.



Fotografía N° XV. Ignimbrita soldada de composición andesítica. Grupo Choiyoi. Valle transversal del Cerro Colo.



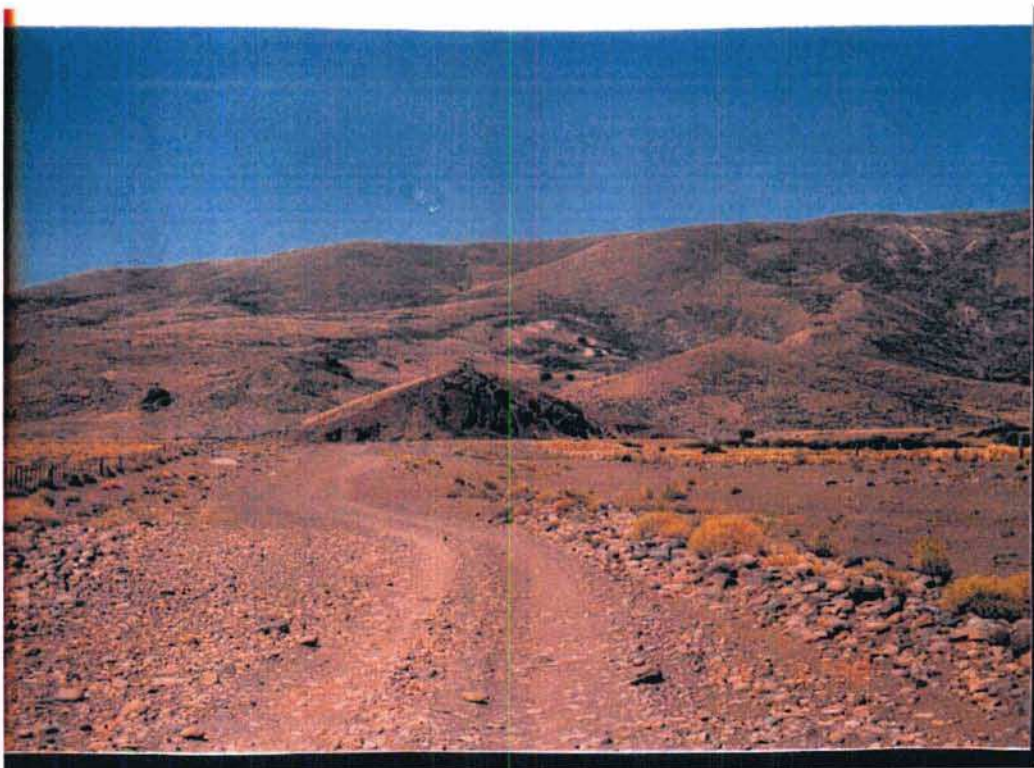
Fotografía N° XVI. Colada Basalto Pino Andino, bloques “clinkers” basaltos, río Agrío.



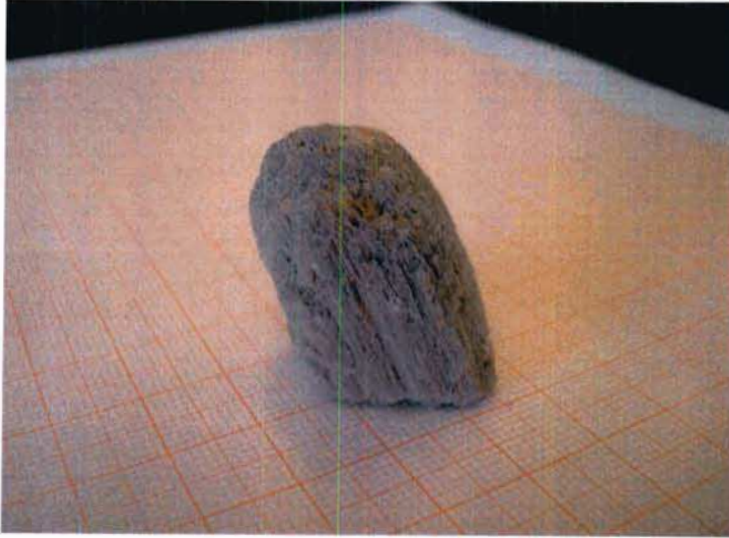
Fotografía N° XVII. Formación Hualcupén, Valle de las Damas y Cajón de Araya.



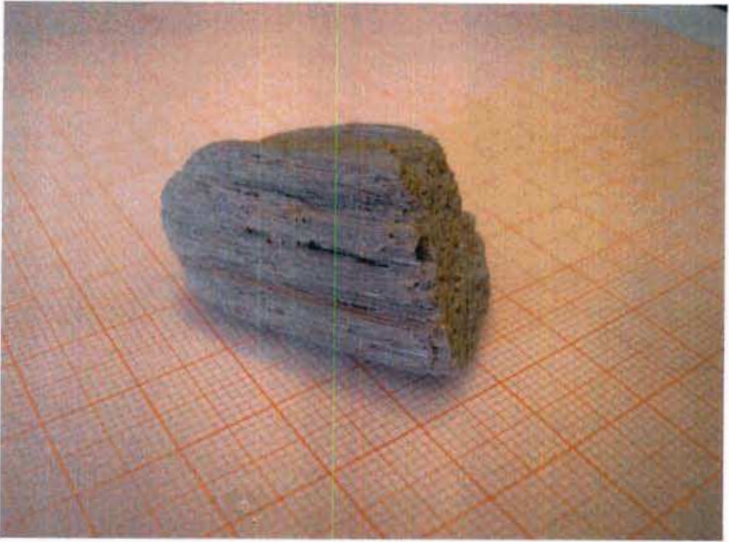
Fotografía N° XVIII. Flujos ignimbríticos de alta energía en el cajón de Hualcupén. Formación Riscos Bayos.



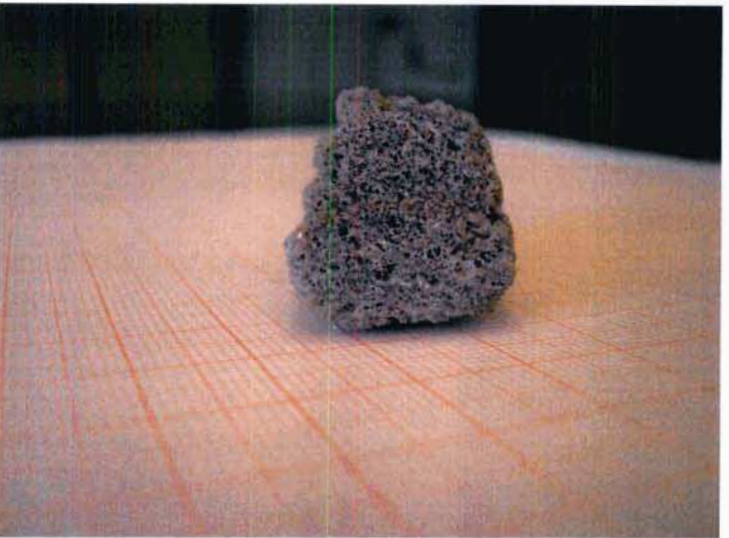
Fotografía N° XIX. Cerrito Morado. Vista desde la ruta Loncopué - El Huecú.



A.



B.



C.

Fotografía N° XX. Roca con alto contenido en sílice criptocristalino formada por diminutos canaliculos capilares de forma tubular (< 1 mm.). A: Posición original de formación en la uperficie de la caldera. B: Obsérvese el paralelismo entre los capilares. C: Corte transversal de los canaliculos.



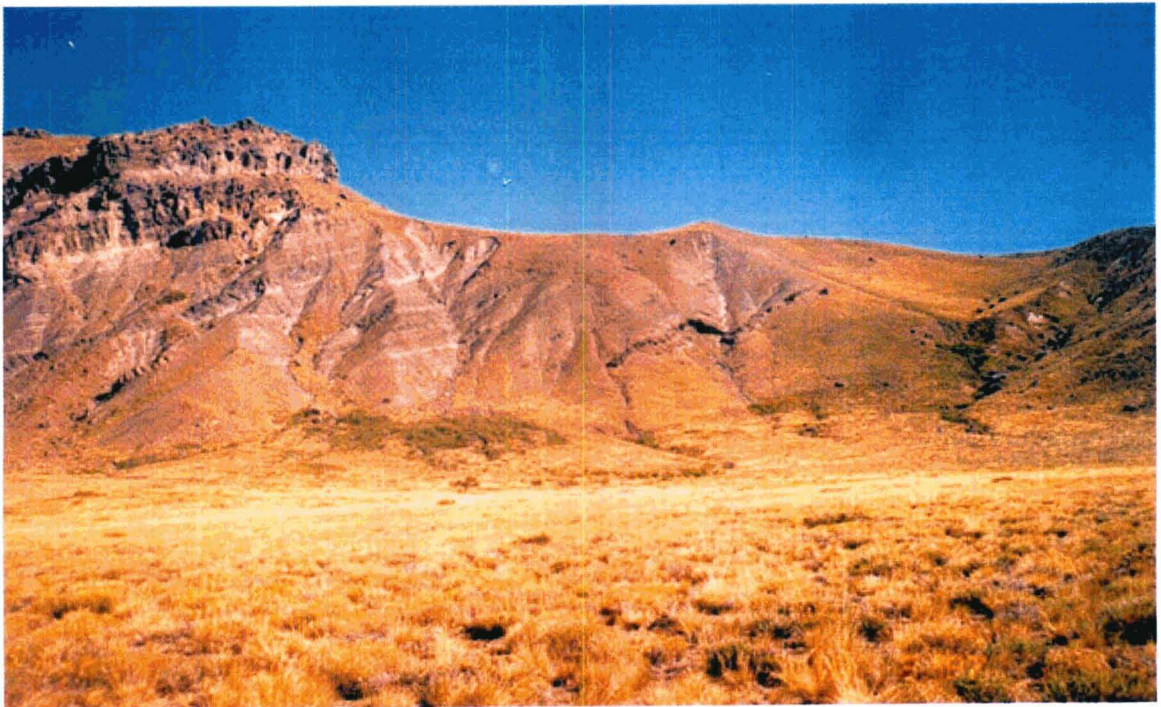
Fotografía N°XXI. Ladera oriental del cono del Cerrito Morado.



Fotografía N° XXII. Estructura "pahoe-oe" en basalto de la Colada Basalto Pino Andino.



Fotografía N°XXIII. Diques andesíticos y basálticos de la Formación Trapa – Trapa. Laguna La Tregua.



Fotografía N°XXIV. Depósitos continentales de las Formaciones Arroyo Palao y Lileo, atravesados por diques de la Formación Trapa-Trapa.



Fotografía N°XXV. Pliegue por terminación de falla sobre coladas y volcanitas de la Formación Reñileuvu.



Fotografía N°XXVI. Río Trocomán. En Vilú Mallín, meseta basáltica de la Formación Cerro Centinela.



Fotografía N°XXVI. Volcán Copahue desde la puerta de Trollope. Segundo plano, pista de ski.



Fotografía N°XXVII. Laguna Hualcupén, al fondo Nuco Pehuen, paso de Pucón Mahuida.



Fotografía N°XXVIII. Riscos Bayos, al fondo cordillera de Hualcupén.



Fotografía N° XXIX Vista panorámica del volcán Antuco, Chile.